



Número: 403/2009
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

EMERSON DE RESENDE CARVALHO

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES DE ÓXIDO
DE Fe–Cu–Au E METAIS ASSOCIADOS NA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS:
ESTUDO DE CASO DO DEPÓSITO DE SOSSEGO**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte
dos requisitos para obtenção do título de Doutor em
Ciências, na Área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier (IG/UNICAMP)

Co-orientadores: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho (IG/UNICAMP)

Prof^a. Dr^a. Lena Virginia Soares Monteiro (IG/UNICAMP)

CAMPINAS - SÃO PAULO

Janeiro - 2009

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO

Sistemas de Bibliotecas da UNICAMP /

Diretoria de Tratamento da Informação

Bibliotecário: Helena Joana Flipsen – CRB-8ª / 5283

C253c

CARVALHO, EMERSON DE RESENDE.

Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe–Cu–Au e metais associados na Província Mineral de Carajás : estudo de caso do Depósito de Sossego / Emerson de Resende Carvalho. -- Campinas, SP : [s.n.], 2009.

Orientadores: Roberto Perez Xavier, Carlos Roberto de Souza Filho, Lena Virginia Soares Monteiro.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Depósitos de óxido de Fe–Cu–Au - Carajás, Serra dos (PA). 2. Alteração hidrotermal. 3. Fluídos não-magmáticos. I. Xavier, Roberto Perez. II. Souza Filho, Carlos Roberto de. III. Monteiro, Lena Virginia Soares. IV. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. V. Título.

Título e subtítulo em inglês: Geology and genesis of iron oxide–copper–gold deposits in the Carajás Mineral Province: the case study of the Sossego deposit.

Palavras-chave em inglês (Keywords): Iron oxide–copper–gold deposits - Carajás, Serra dos (PA); Hydrothermal alteration; Non-magmatic fluids.

Área de Concentração: Metalogênese.

Titulação: Doutor em Ciências.

Banca examinadora: Wanilson Luiz Silva, Caetano Juliani, Gianna Garda, José Carlos Frantz.

Data da Defesa: 27-01-2009

Programa de Pós-Graduação em Geociências.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: EMERSON RESENDE CARVALHO

Caracterização Geológica e Gênese das Mineralizações de Óxido de Fe-Cu-Au e Metais Associados na Província Mineral de Carajás: Estudo de Caso do Depósito Sossego.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADORES: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho e

Profª. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro

Aprovada em: ____/____/____

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva

Prof. Dr. Caetano Juliani

Prof. Dr. José Carlos Frantz

Profª. Dra. Gianna Maria Garda

- Presidente
Gianna Garda

Campinas, 27 de janeiro de 2009.

200908259

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus e a meus familiares, em especial, minha esposa, Ivonete, e meu filho, Igor, pela companhia, força e incentivo inestimáveis.

Também sou extremamente grato aos meus pais, Francisco e Edite, pela dedicação incondicional e pela minha formação sólida.

A Roberto Xavier, meu orientador, pelo grande aprendizado, companheirismo e, sobretudo, pela inesgotável paciência.

A Lena Monteiro e Carlos Roberto, pelo grande auxílio e apoio no desenvolvimento dos trabalhos.

A Dailto Silva e Rosane Palissari, do IG-UNICAMP, pelo auxílio nos estudos de inclusões fluidas e MEV, assim como aos demais funcionários desse instituto, especialmente a Valdirene.

A Vale, pelo apoio logístico e pelo total acesso às dependências da Mineração Serra do Sossego. Em especial, a Márcio Godoy, José Fanton, Benevides Aires, Roberta Morais e Alfredo Nunes pelo compartilhamento do conhecimento geológico local indispensável para o desenvolvimento desse estudo.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão da Bolsa de Doutorado (processo 03/07453-9), assim como pelos demais financiamentos concedidos ao grupo de pesquisa dedicado aos estudos sobre metalogênese na Província Mineral de Carajás (Procs. No. 03/09584-3, 03/01159-1, 03-11163-6).

Também aos amigos e companheiros do CNEC, pelo apoio e torcida na fase final, entre eles, Gabriel, Ilka, Ana Maria, Humberto, Tatiana, Fábio, Maurício, Edison, Sandro, Sérgio Galvão, Vilma.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	01
1.1. INTRODUÇÃO	01
1.2. OBJETIVOS	02
CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA E DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO DE SOSSEGO	03
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	03
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE Fe—Cu—Au DE SOSSEGO	06
2.3. OS CORPOS DE MINÉRIO DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE Fe—Cu—Au DE SOSSEGO	11
2.4. BRECHAS MINERALIZADAS	15
CAPÍTULO 3 – ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	20
3.1. CORPO SOSSEGO	20
3.2. CORPO SEQUEIRINHO	31
3.3. CORPO BAIANO	41
3.4. CORPO PISTA	44
CAPÍTULO 4 – ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA	50
4.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	50
4.2. EQUIPAMENTO E AMOSTRAS INVESTIGADAS	52
4.3. CORPO SOSSEGO	53
4.4. CORPO SEQUEIRINHO	57
4.5. AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS	61
4.6. PERFILAGEM ESPECTRAL	62
4.7. AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE	63
CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICAS DAS ROCHAS ENCAIXANTES E DO MINÉRIO	66
5.1. ROCHAS ENCAIXANTES	67
5.2. BRECHAS SULFETADAS	74
5.3. ELEMENTOS TRAÇO	80
5.4. BALANÇO DE MASSA	83
5.5. DISCUSSÕES	88
CAPÍTULO 6 – INCLUSÕES FLUIDAS	93
6.1. AMOSTRAS INVESTIGADAS E TÉCNICAS ANALÍTICAS	93
6.2. PETROGRAFIA DE INCLUSÕES FLUIDAS	95
6.3. MICROTERMOMETRIA	100
6.4. DISCUSSÕES	113
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
ANEXOS	

RELAÇÃO DE FIGURAS

Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás	04
Figura 2.2 – Mapa Geológico do depósito de óxido de Fe—Cu—Au de Sossego	07
Figura 2.3 – Rochas do Complexo Xingu e Rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas	08
Figura 2.4 – Limite dos corpos de minério no depósito de Sossego	12
Figura 2.5 – Seção geológica 603840-SN no corpo Sequeirinho	13
Figura 2.6 – Seção geológica 1100-SWNE representativa dos corpos Curral e Sossego	14
Figura 2.7 – Seção geológica 602020-SN no corpo Pista	15
Figura 2.8 – Minério do corpo Sossego	17
Figura 2.9 – Minério do corpo Sequeirinho	18
Figura 3.1 – Feições características dos estágios de alteração hidrotermal e da mineralização nos corpos Sossego—Curral	21
Figura 3.2 – Feições texturais e inclusões relacionadas à alteração potássica no granito granofírico do corpo Sossego	23
Figura 3.3 – Feições texturais e associações minerais na brecha sulfetada Sossego—Curral	27
Figura 3.4 – Imagens por MEV e espectros de minerais inclusos na calcopirita da matriz da brecha do corpo Sossego	28
Figura 3.5 – Imagens por MEV de fases menores nas zonas mineralizadas do corpo Sossego	29
Figura 3.6 – Feições características dos estágios de alteração hidrotermal e da mineralização no corpo Sequeirinho	32
Figura 3.7 – Imagem por MEV e espectros de vênulas de apatita associada a actinolito e brecha mineralizada	36
Figura 3.8 – Feições texturais e associações minerais na brecha sulfetada Sequeirinho	38
Figura 3.9 – Imagens por MEV e espectros de inclusões em calcopirita	39
Figura 3.10 – Imagens por MEV e espectros de epidoto/allanita zonados inclusos ou associados à calcopirita	40
Figura 3.11 – Estilos de alteração hidrotermal, deformação e mineralização no corpo Baiano	42
Figura 3.12 – Principais litologias do corpo Pista.	45
Figura 3.13 – Tipos e feições das alterações hidrotermais no corpo Pista	46
Figura 3.14 – Principais modos de ocorrência das mineralizações do corpo Pista	49
Figura 4.1 – Feições de absorção diagnósticas dos grupos de minerais na região do NIR-SWIR	51
Figura 4.2 – Assinatura espectral da clorita	54
Figura 4.3 – Assinatura espectral dos carbonatos presentes na matriz da brecha do Corpo Sossego	54
Figura 4.4 – Assinatura espectral da apatita que ocorre na matriz da brecha do corpo Sossego	55
Figura 4.5 – Curva espectral da calcita em associação com quartzo	56
Figura 4.6 – Assinatura espectral da actinolita encontrada na matriz de brecha carbonática sulfetada do corpo Sossego	56
Figura 4.7 – Assinatura espectral da calcopirita presente no corpo Sossego	57
Figura 4.8 – Influência da magnetita na caracterização espectral das rochas hidrotermalizadas do corpo Sossego	58

Figura 4.9 – Assinatura espectral da actinolita que ocorre no granito Sossego	58
Figura 4.10 – Assinatura espectral do epidoto (curvas em preto) que se desenvolve sobre o granito Sossego que hospeda a brecha sulfetada do corpo Sequeirinho	59
Figura 4.11 – Assinatura espectral da clorita em três situações distintas	60
Figura 4.12 – Assinatura espectral da biotita flogopítica em metavulcânica ácida	60
Figura 4.13 – Perfilagem espectral em furos do corpo Sequeirinho (A) e Sossego (B)	63
Figura 4.14 – Assinatura espectral de amostras de granito granofírico coletadas no Morro do Sossego	64
Figura 4.15 – Assinatura espectral de amostras de granito com actinolita (1 e 2) e epidoto (3) coletadas no entorno da mina Sequeirinho	65
Figura 5.1 – Diagrama tipo-Harker entre óxidos maiores (rocha total) das rochas encaixantes e brechas mineralizadas do depósito de Sossego	70
Figura 5.2 – Padrão de distribuição de ETR normalizado pelo condrito (composição segundo Sun e McDonough, 1989) em (A) granito, (B) granito granofírico, (C) gabro, (D) biotita milonito, (E) metavulcânicas félsicas e (F) actinolito	73
Figura 5.3 – Padrão de distribuição de ETR normalizado pelo condrito (composição segundo Sun e McDonough, 1989) nas brechas sulfetadas dos corpos Sequeirinho e Sossego–Curral	79
Figura 5.4 – Padrão de distribuição de ETR normalizado pelo condrito (composição segundo Sun e McDonough, 1989) em concentrado de apatita hidrotermal associada à brecha sulfetada de Sequeirinho	80
Figura 5.5 – Diagramas bivariantes de elementos traço para as rochas encaixantes e brechas sulfetadas do depósito de Sossego	82
Figura 5.6 – Balanço de massa, segundo o método da isócona, considerando-se as principais litologias hospedeiras das principais mineralizações do depósito de Sossego	84
Figura 6.1 – Fotomicrografias de minerais transparentes utilizados para estudos de inclusões fluidas	96
Figura 6.2 – Fotomicrografias de inclusões fluidas típicas de cristais de quartzo do depósito de Sossego	98
Figura 6.3 – Imagens por MEV e espectros dos cristais de saturação contidos em inclusões aquosas trifásicas e multifásicas presentes em quartzo dos corpos Sossego e Sequeirinho	99
Figura 6.4 – Histogramas mostrando a temperatura de fusão inicial (T _{fi}) de inclusões fluidas dos tipos 1 (L–V) e 2 (L–V–S) dos corpos Sossego (a), Sequeirinho (b), e Pista (c)	102
Figura 6.5 – Diagrama da temperatura de fusão do gelo (T _{fg}) <i>versus</i> (a) temperatura de fusão inicial (T _i) e (b) temperatura de homogeneização (T _h) de inclusões aquosas bifásicas (L–V) dos corpos Sossego, Sequeirinho e Pista	105
Figura 6.6 – Histogramas da temperatura de homogeneização (T _h) de inclusões fluidas L–V e L–V–S dos corpos Sossego (a), Sequeirinho (b) e Pista (c)	107
Figura 6.7 – Composição (% em peso) de inclusões fluidas L–V–S dos corpos Sequeirinho e Pista (a) e Sossego (b) em termos do sistema ternário NaCl–CaCl ₂ –H ₂ O	110
Figura 6.8 – Diagrama da temperatura de homogeneização (T _h) <i>versus</i> salinidade total (% em peso de NaCl + CaCl ₂) de inclusões fluidas dos corpos Sossego (a), Sequeirinho (b) e Pista (c)	112
Figura 7.1 – Diagramas Na/Ca <i>versus</i> Na/K e Cl/Br <i>versus</i> Na/Cl mostrando a composição de salmouras hipersalinas	123

RELAÇÃO DE TABELAS

Tabela 3.1 – Síntese dos estágios de alteração hidrotermal e mineralização e respectivas paragêneses minerais representativas que substituem as rochas encaixantes do corpo Sossego	30
Tabela 3.2 – Síntese dos estágios de alteração hidrotermal e mineralização e respectivas paragêneses minerais representativas que substituem as rochas encaixantes do corpo Sequeirinho	41
Tabela 4.1 – Principais bandas de absorção de energia atribuídas à presença de íons e moléculas formadores dos grupos de minerais identificados pela espectroscopia de reflectância na região NIR-SWIR	51
Tabela 5.1 – Relação de amostras das rochas encaixantes do depósito de Sossego utilizadas para geoquímica	68
Tabela 5.2 – Geoquímica de amostras representativas das principais rochas encaixantes e respectivas zonas de alteração hidrotermal do depósito de Sossego	69
Tabela 5.3 – Composição química do minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral	75
Tabela 5.4 – Dosagem multi-elemento (teores em %, exceto Ag em g/t) para minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral	76
Tabela 5.5 – Dosagem de Au, Pt e Pd (concentração em ppb) por ensaio ao fogo/ICP-ES para minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral	78
Tabela 6.1 – Relação de amostras dos corpos Sossego e Sequeirinho seleccionadas para estudo de inclusões fluidas em seções bipolidas	93
Tabela 6.2 – Sumário dos dados microtermométricos para os corpos de minério Sossego, Sequeirinho e Pista	101



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geociências**

Caracterização Geológica e Gênese das Mineralizações de Óxido de Fe–Cu–Au e Metais Associados na Província Mineral de Carajás: Estudo de Caso do Depósito de Sossego

RESUMO

Tese de Doutorado

Emerson de Resende Carvalho

O depósito de óxido de ferro–cobre–ouro de Sossego na Província Mineral de Carajás (PMC), região norte do Brasil, consiste de três corpos de minério principais, denominados Sossego–Curral, Sequeirinho–Baiano e Pista, envolvidos por zonas de alteração hidrotermal sódica, sódico–cálcica, potássica, clorítica e hidrolítica. Essas zonas de alteração hidrotermal mostram diferentes graus de desenvolvimento em cada corpo de minério. Os estágios iniciais de alteração foram controlados pelo fluxo de fluido em zonas de cisalhamento regionais, enquanto a mineralização cupro–aurífera corresponde a uma fase tardia e se formou em um ambiente estrutural rúptil. Salmouras hipersalinas, quentes ($> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$) e compostas essencialmente por $\text{NaCl–CaCl}_2\text{–H}_2\text{O}$ podem estar associadas com o desenvolvimento inicial do sistema hidrotermal Sossego.

As brechas sulfetadas Sequeirinho e Sossego mostram um enriquecimento em $\text{Cu–Fe–Au–(Ag)–Ni–Co–Se–Y–V–P–La–Ce}$ e baixo conteúdo de Ti, semelhante a outros depósitos de óxido de Fe–Cu–Au em Carajás e em termos mundiais. O alto conteúdo de Ni, Co, Se, V e Pd, especialmente no corpo Sequeirinho, possivelmente é decorrente da lixiviação de metais a partir de fontes como o gabro, que tem relação espacial com os corpos de magnetitito e as zonas mineralizadas, e lente de rochas metaultramáficas do Supergrupo Itacaiúnas. Os processos de interação fluido-rocha devem ter resultado em significativa lixiviação de metais da sequência de rochas hospedeiras, que foi acentuado por fluidos hidrotermais inicialmente de alta temperatura ($>500\text{ }^{\circ}\text{C}$) e alto conteúdo de cloreto no sistema hidrotermal Sossego, movido pelo calor dos vários episódios de intrusões registrados na PMC.

As inclusões fluidas de amostras dos estágios finais da evolução do sistema hidrotermal Sossego, indicam a participação de (1) salmouras hipersalinas; (2) salmouras salinas, de baixa temperatura ($\sim 150\text{ }^{\circ}\text{C}$) e ricos em CaCl_2 ; e (3) fluidos de baixa salinidade e baixa temperatura ($< 250\text{ }^{\circ}\text{C}$) e compostos por $\text{NaCl–H}_2\text{O}$, representativos, respectivamente dos estágios inicial, principal e final da mineralização de Cu–Au. As salmouras salinas ricas em CaCl_2 poderiam refletir uma evolução contínua a partir de um fluido hipersalino magmático ou envolver fluidos baciais de baixa temperatura, incluindo um componente derivado de evaporitos. Os fluidos portadores de NaCl e de baixa salinidade predominam nos estágios finais do evento mineralizante e podem representar o influxo de fluidos meteóricos. A transição para um regime estrutural predominantemente rúptil e o resfriamento do sistema favorecem o influxo desses fluidos meteóricos oxidados. A mistura de fluidos pode ter sido o mecanismo principal que desencadeou a precipitação da maior parte do Cu e Au nos diferentes corpos de minério do depósito de Sossego.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geociências

Caracterização Geológica e Gênese das Mineralizações de Óxido de Fe–Cu–Au e Metais Associados na Província Mineral de Carajás: Estudo de Caso do Depósito de Sossego

ABSTRACT

Tese de Doutorado

Emerson de Resende Carvalho

The Sossego iron oxide–copper–gold deposit in the Carajás Mineral Province (CMP), northern Brazil, consists of three main orebodies, named Sossego–Curral, Sequeirinho–Baiano and Pista, enveloped by sodic, sodic–calcic, potassic, chloritic, and hydrolithic hydrothermal alteration zones. These alteration zones display different degrees of development in these orebodies. The early alteration stages were controlled by fluid-flow in large-scale regional shear zones, whereas bulk copper–gold mineralization was late and formed in a brittle structural environment. Hypersaline NaCl–CaCl₂–H₂O hot (>500 °C) brines could be associated with the initial development of the hydrothermal system.

Sequeirinho and Sossego sulfide ore breccias are marked by enrichment in Cu–Fe–Au–(Ag)–Ni–Co–Se–Y–V–P–La–Ce and low contents of Ti, which also occur in other IOCG deposits of CMP and worldwide IOCG deposits. The high contents of Ni, Co, Se, V and Pd, particularly in Sequeirinho orebody, possibly were originated by metal leaching from sources such as intrusive gabbro, which have spatial relationship with massive magnetite bodies and mineralized zones, and metaultramafic lenses of Itacaiúnas Supergroup. Fluid-rock interaction process might have resulted in significant metal leaching from host sequences, enhanced by early high temperature (>500 °C) and high chloride concentrations of hydrothermal fluids in the extensive Sossego hydrothermal system driven by heat from several intrusive episodes recorded in the CMP.

Fluid inclusions of the samples from the final stages of evolution of the Sossego hydrothermal system in brittle conditions, indicated participation of hot hypersaline brines, low temperature (~150 °C) CaCl₂-rich saline brines and low-temperature (<250 °C) low salinity NaCl–H₂O fluids in early, main and late mineralization stages. The CaCl₂-rich saline brines could reflect continuum evolution from magmatic hypersaline fluids or involve low temperature basinal, including evaporite-derived fluids. Low salinity, NaCl-bearing fluids, predominates in late stages and reflect channelized influx of meteoric fluids. The transition to a dominantly brittle structural regime and cooling of the system favors the influx of these oxidized meteoric-derived fluids. Fluid mixing could have represented a major influence on ore precipitation in different orebodies from the Sossego IOCG deposit and could have had fundamental importance to trigger the bulk of copper deposition.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC) adquiriu nova importância econômica e metalogenética recentemente com a descoberta de uma série de depósitos de Cu, agrupados na classe de depósitos minerais denominada óxido de ferro–cobre–ouro, que se tornou um dos mais importantes alvos para exploração mineral em termos mundiais na atualidade.

Os depósitos de óxido de Fe–Cu–Au identificados em Carajás somam cerca de 2.000 Mt de minério bruto (ROM), distribuídos entre Sossego (244,7 Mt @ 0,97% Cu e 0,26 g/t Au; J. J. Fanton, 2005, com. pes.), Salobo (789 Mt @ 0,96% Cu e 0,52g/t Au; Souza & Vieira 2000), Cristalino (500 Mt @ 1,0% Cu e 0,3g/t Au; Huhn *et al.* 1999), Igarapé Bahia–Alemão (219 Mt @ 1,4% Cu e 0,86g/t Au; Tallarico *et al.* 2005), Gameleira (100 Mt @ 0,7% Cu; Rigon *et al.* 2000) e Alvo 118 (70 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 g/t Au; Rigon *et al.* 2000).

A produção de cobre na PMC teve início nos corpos Sequeirinho e Sossego, principais mineralizações do depósito de Sossego, no primeiro semestre de 2004. Em 2007, a produção de minério bruto (ROM) em Sequeirinho foi de 8.148.838 t, enquanto em Sossego foi de 3.176.377 t (revista Minérios & Minerais, ed. 308, 15/08/2008). A produção de concentrado de cobre na usina de beneficiamento foi de 396.604 t no ano de 2007.

Apesar das recentes informações geológicas divulgadas sobre esses depósitos de óxido de Fe–Cu–Au na PMC ainda há questões não totalmente esclarecidas sobre os seus modelos genéticos. Uma das mais importantes, e que é um problema também não equacionado em outros depósitos mundiais de óxido de Fe–Cu–Au, diz respeito à fonte dos fluidos aprisionados nas inclusões aquosas altamente salinas, e o conseqüente debate sobre a participação de fluidos hidrotermais magmáticos ou não-magmáticos (salmouras marinhas ou continentais ou fluidos metamórficos) na formação das mineralizações de Cu–Au.

Esta pesquisa se concentrou na caracterização geológica e geoquímica, no entendimento das zonas de alteração hidrotermal e no estudo de inclusões fluidas nos distintos corpos de minérios integrantes do depósito de Sossego. A espectroscopia de reflectância foi aplicada ao estudo das zonas de alteração hidrotermal dos corpos Sossego e Sequeirinho e se mostrou uma

técnica robusta ao possibilitar a identificação dos minerais índices, suas associações e a montagem de uma biblioteca espectral de referência.

1.2. OBJETIVOS

Os objetivos dessa pesquisa incluem:

1. Definir os atributos geológicos e controles da mineralização de óxido de Fe–Cu–Au no depósito de Sossego, com ênfase na seqüência da alteração hidrotermal e paragêneses do minério associado e assinatura geoquímica em seus três corpos de minério principais denominados Sequeirinho, Sossego e Pista. Esses tópicos encontram-se desenvolvidos nos Capítulos 2, 3 e 5.
2. Aplicar a espectroscopia de reflectância na identificação de minerais índices da alteração hidrotermal nos corpos de minério Sequeirinho e Sossego, permitindo assim a construção de uma biblioteca de referência espectral característica para o depósito de Sossego. A perfilagem espectral pode ser de grande auxílio no mapeamento de zonas de alteração hidrotermal e definição de sua geometria e extensão. Essa abordagem está descrita no Capítulo 4.
3. Caracterização e evolução dos fluidos responsáveis pelo transporte e deposição do minério. O desenvolvimento de zonas de alteração hidrotermal depende, dentre outros fatores, da natureza dos fluidos presentes no ambiente da mineralização. A química destes fluidos influencia a sua eficiência no transporte de metais, ao passo que o seu caminho evolutivo durante o tempo de formação do sistema hidrotermal determina mudanças nas suas condições de oxidação-redução e eficiência na deposição dos metais. O estudo dos fluidos por meio da investigação de assembléias de inclusões fluidas por microtermometria encontra-se no Capítulo 6.

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA E DESCRIÇÃO DO DEPÓSITO DE SOSSEGO

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (PMC) situa-se na porção sul do Cráton Amazonas, que compreende terrenos granito-*greenstone*, complexos metamórficos de alto grau e seqüências metavulcanossedimentares (Tassinari *et al.* 2000; Santos *et al.* 2001).

A PMC é dividida em dois segmentos crustais: um a sul, formado pelos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (Huhn *et al.* 1988), e outro a norte, designado Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988). No Cinturão Itacaiúnas, as rochas do embasamento compreendem gnaisses tonalíticos a trondhjemiticos e migmatitos do Complexo Xingu (2859 ± 2 Ma, U–Pb em zircão; Machado *et al.* 1991) e ortogranulitos do Complexo Pium (3050 ± 57 Ma, Pb–Pb em rocha total; Rodrigues *et al.* 1992).

O embasamento é sobreposto discordantemente pelo Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988) que compreende uma seqüência metavulcanossedimentar com grau metamórfico variado. O Grupo Rio Novo, constituído por anfibolito, xistos, metagrauvaca, rochas vulcânicas máficas tholeiíticas, diorito e gabro, domina no setor NE da PMC (Hirata *et al.* 1982).

O Supergrupo Itacaiúnas (Bacia de Carajás, Fig. 2.1) compreende os grupos Igarapé Salobo–Pojuca (2761 ± 3 e 2732 ± 3 Ma, respectivamente, U–Pb em zircão; Machado *et al.* 1991), Grão Pará (2759 ± 2 Ma, U–Pb em zircão e 2760 ± 11 , U–Pb em zircão por SHRIMP; Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998) e Igarapé Bahia (2747 ± 1 Ma, Pb–Pb em zircão; Galarza *et al.* 2001 e 2748 ± 34 Ma, U–Pb em zircão por SHRIMP II; Tallarico *et al.* 2005).

Estes grupos hospedam os principais depósitos de Fe, Cu–Au, Ni e Mn da PMC. Na porção basal, os grupos Igarapé Salobo–Pojuca contêm anfibolito extremamente deformado, formação ferrífera, quartzito, biotita xisto e rochas metavulcânicas máficas a intermediárias metamorfisadas até a fácies anfibolito. O dominante Grupo Grão Pará é dividido em três unidades fracamente deformadas e metamorfisadas em fácies xisto verde (Tolbert *et al.* 1971; Beisiegel *et al.* 1973; Gibbs *et al.* 1986), da base para o topo: (i) a Formação Parauapebas (DOCEGEO 1988) com rochas metavulcânicas bimodais, incluindo basalto tholeiítico a shoshonítico na base, basalto andesítico e quartzo diorito cálcio–alcalino associado com riolito, aglomerados de brechas e

níveis de tufos subordinados; (ii) formação ferrífera bandada da Formação Carajás e (iii) Unidade Vulcânica Máfica Superior ou Sequência Metassedimentar Superior, consistindo de rochas metamórficas de baixo grau, como rochas vulcânicas, metagrauvaca, filito e arenito, tufos e arenitos tufáceos. O Grupo Igarapé Bahia ocorre restrito ao depósito homônimo e é dominado por rochas metavulcânicas de fácies xisto verde, metapiroclásticas e metassedimentares e intrusões básicas.

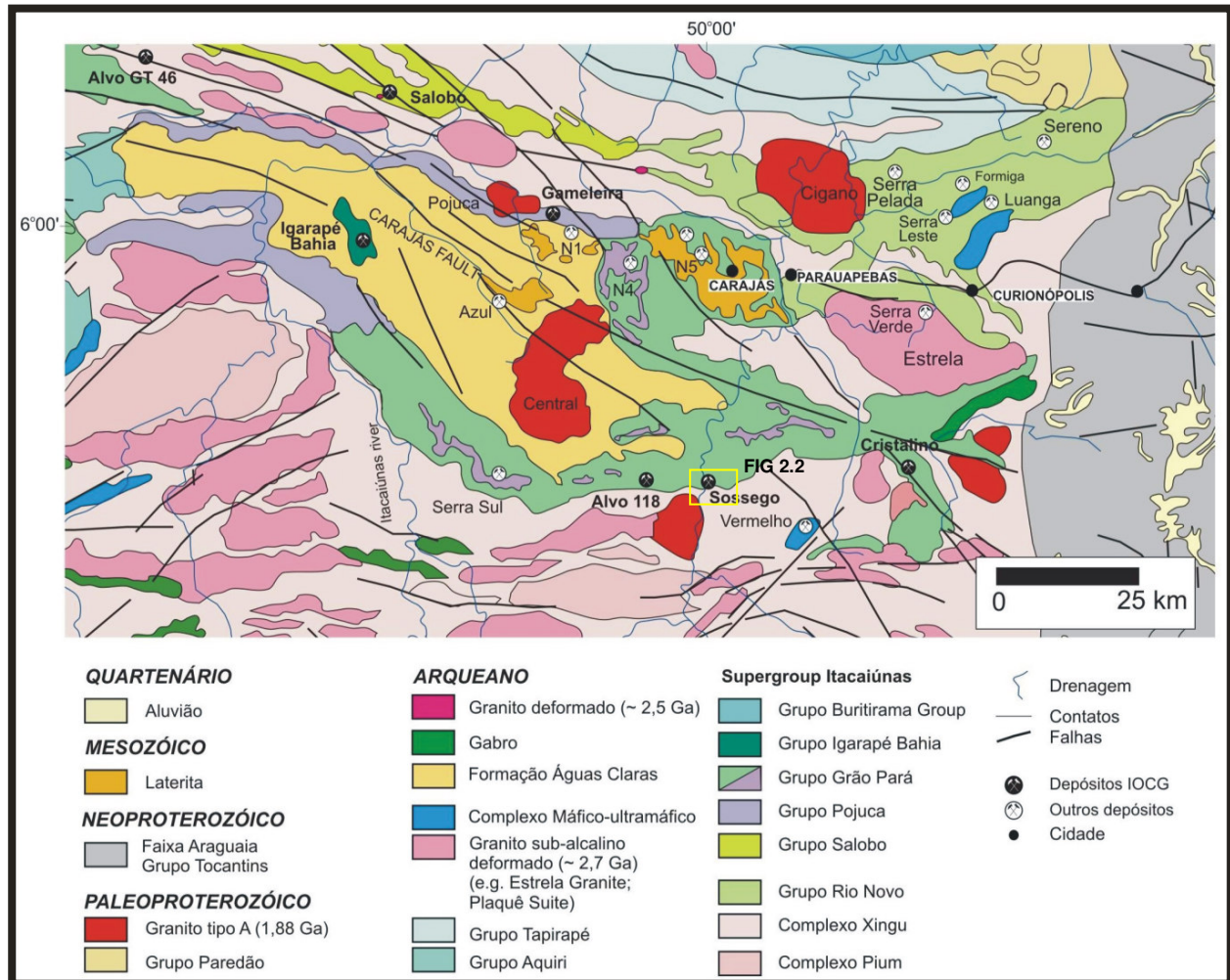


Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás (CPRM 2004). A localização da figura 2.2, referente ao mapa geológico do depósito de Sossego, está indicada acima.

As unidades supracrustais do Supergroup Itacaiúnas são sobrepostas discordantemente por arenitos e siltitos, de ambiente fluvial a marinho raso, inseridos no Grupo Rio Fresco (DOCEGEO 1988) com idade de $2.681 \pm 5\text{Ga}$ (U–Pb em zircão por SHRIMP; Trendall *et al.*

1998) ou na Formação Águas Claras (Araújo & Maia 1991; Nogueira & Truckenbrodt 1994; Nogueira *et al.* 2000).

Intrusões máfico-ultramáficas, tais como Complexo Luanga (2763 ± 6 Ma, U–Pb em zircão; Machado *et al.* 1991), Vermelho e Onça–Puma, assim como granitos alcalinos sintectônicos, *e. g.* Complexo Granito Estrela (2763 ± 7 Ma, Pb–Pb em zircão; Barros *et al.* 2001), suíte granitóide Plaquê (2736 ± 24 Ma, Pb–Pb em zircão; Avelar *et al.* 1999), granito Planalto (2747 ± 2 Ma, Pb–Pb em zircão; Huhn *et al.* 1999), diorito Cristalino (2738 ± 6 Ma, Pb–Pb em zircão; Huhn *et al.* 1999), granito Old Salobo (2573 ± 2 Ma, U–Pb em zircão; Machado *et al.* 1991) e granito Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma, Pb–Pb em zircão; Souza *et al.* 1996) marcam importantes eventos magmáticos arqueanos na PMC.

Adicionalmente, diques e *sills* de gabro são conspícuos na PMC e fornecem idades entre 2,76 e 2,65 Ga (Dias *et al.* 1996; Galarza & Macambira 2002; Pimentel *et al.* 2003). Intrusões de gabro, particularmente com idade de cristalização de $\sim 2,76$ Ga, são consideradas cogenéticas com rochas metavulcânicas do Grupo Igarapé Salobo–Pojuca (Pimentel *et al.* 2003; Marschik *et al.* 2005).

Na PMC também ocorrem intrusões de granitos anorogênicos paleoproterozóicos, do tipo A intra-placa, alcalinos a sub-alcalinos, tais como Central de Carajás, Young Salobo, Pojuca, Cigano e Breves ($\sim 1,88$ Ga; Machado *et al.* 1991; Dall'Agnol *et al.* 1994; Tallarico *et al.* 2004).

Dois modelos geotectônicos distintos foram propostos para a Bacia Carajás: um ambiente de *rift* continental-marinho (Farias & Saueressig 1982; DOCEGEO 1988; Olszewski *et al.* 1989; Lindenmayer 1990; Dardenne & Schobbenhaus 2001) e outro de arco vulcânico relacionado à subducção (Dardenne *et al.* 1988; Teixeira & Eggler 1994).

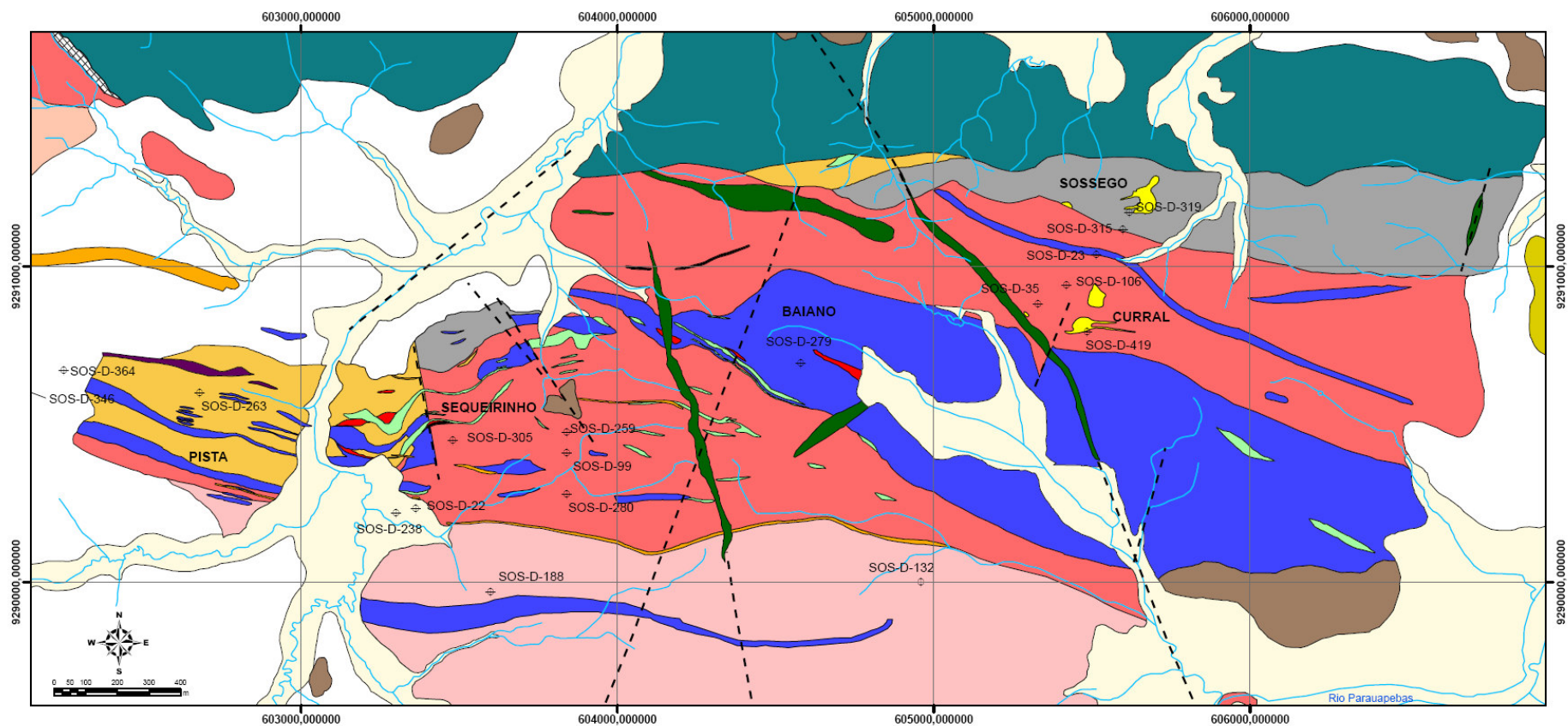
A complexa evolução estrutural e o metamorfismo associado da PMC é sintetizada por Pinheiro & Holdsworth (1997) e Holdsworth & Pinheiro (2000). A longa evolução tectônica do Cinturão Itacaiúnas envolve uma sucessão de eventos: (i) transpressão sinistrógira (desde 2,85–2,76 Ga) que afetou as rochas do Grupo Igarapé Salobo–Pojuca; (ii) formação de bacia *pull-a-part* (deposição do Grupo Grão Para $< 2,76$ Ga); (iii) transtensão dextrógiro (2,7–2,6 Ga) com desenvolvimento dos sistemas das falhas transcorrentes Cinzento e Carajás, concomitantemente a magmatismo do tipo arco na forma de plútons, diques e *sills* máficos e

deposição de sedimentos clásticos da Formação Águas Claras; (iv) fraca inversão tectônica da bacia por reativação de falhas (~2,6 Ga) resultantes do regime transpressional sinistrógiro; e (v) extensão ou transtensão (1,9–1,8 Ga) que facilitou a intrusão de plútons graníticos do tipo A e enxame de diques (Costa *et al.* 1999).

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE Fe–Cu–Au DE SOSSEGO

O depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Sossego está situado na Serra Sul da Província Mineral de Carajás (PMC) e hospeda-se em granito, granito granofírico, gabro e metavulcânica félsica com lentes subordinadas de rochas metaultramáficas. O granito e gabro estão inseridos aproximadamente no contato entre o Complexo Xingu a sul, e as rochas metavulcânica–sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, a norte e oeste (Carvalho *et al.* 2004a) (Fig. 2.2).

O Complexo Xingu compreende gnaisses, migmatitos e granitóides foliados de composição TTG e ocorre em áreas arrasadas, principalmente na forma de matacões e lajedos. Os granitóides foliados (N60-75W/70-85NE) e os gnaisses bandados apresentam textura média a grossa e são compostos por quartzo, plagioclásios branco a cinza, feldspato potássico vermelho, biotita e magnetita. Termos porfiríticos com megacristais de feldspato potássico (3-4 cm) também são encontrados. Os migmatitos mostram segregação de leucossoma, de textura fanerítica média a grossa e constituído por quartzo–plagioclásio–feldspato potássico–magnetita, e mesossoma fino a médio, rico em biotita±anfibólio±magnetita (Fig. 2.3A). Injeções pegmatíticas de espessuras centimétricas e compostas por feldspato potássico (até 5 cm) e quartzo cortam os gnaisses e migmatitos (Fig. 2.3B). Nas porções leucocráticas dessas litologias, o feldspato potássico frequentemente substitui o plagioclásio, ocorrendo de forma pervasiva (Fig. 2.3C) ou preenchendo fraturas. Adicionalmente, granitóides do Complexo Xingu também mostram intensa substituição pervasiva com albita rosa–epidoto–quartzo. Vênulas com a mesma assembléia (ou com actinolita±calcopirita) também foram observados, em especial no contato com corpos de gabro e de diorito. Nos setores com intenso cisalhamento é comum a recristalização/silicificação dos gnaisses e granitóides.



LEGENDA

metavulcânica félsica cisalhada e alterada
metavulcânica máfica a intermediária (metabasaltos e metandesitos alterados)
metaultramáficas (clorita-tremolita-talco xistos)
sericita xisto
Complexo Xingu (gnaisses, migmatitos e granitóides foliados com injeções pegmatíticas)

brecha hidrotermal Sossogo/Curral
brecha hidrotermal Sequeirinho
magnetitito
actinolitito (actinolita-magnetita)
gabro / diorito alterados
granito e granodiorito alterados
granito granofírico alterado

aluviões
solo-elúvio-colúvio
crosta laterítica
paleo-aluvião (cascalheiras antigas)
zona silicificada / veios de quartzo
intrusiva máfica (dique diorito/diabásio não deformado/alterado)
intrusiva ácida (dacito/riolito fracamente deformado/alterado)

÷ furos de sondagem
- - falhas/fraturas
— drenagens

OBS.: Extraído de mapa da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD). No mapa está indicado o posicionamento dos corpos de minério que compõem o depósito de Cu-Au de Sossogo, bem como a localização dos furos de sondagem descritos nas duas campanhas de campo.

Figura 2.2 – Mapa Geológico do Depósito de Sossogo

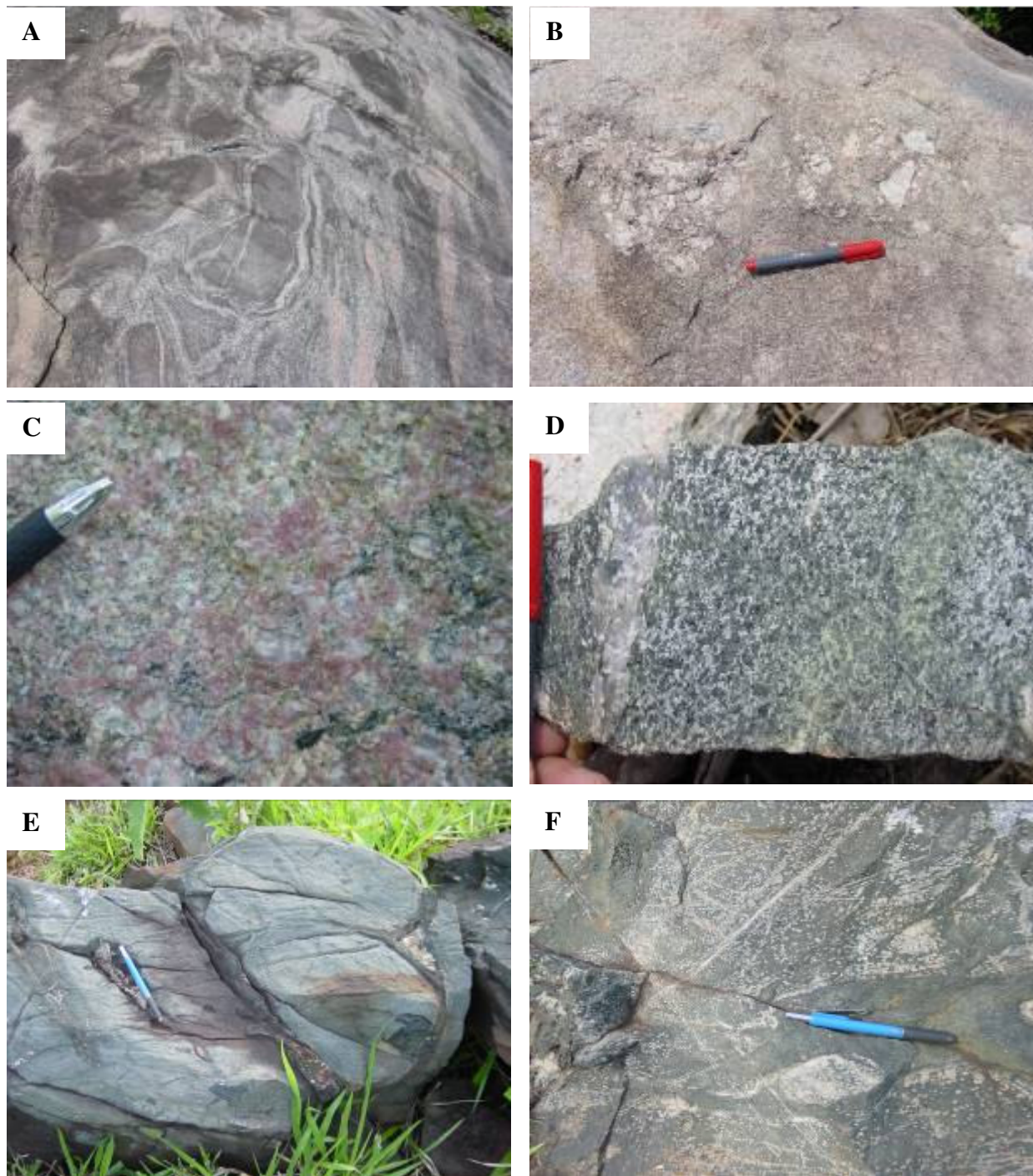


Figura 2.3 – Rochas do Complexo Xingu (A-D) e Rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas (E-F). (A) Migmatito. (B) Injeções pegmatóides em granitóide. (C) Substituição pervasiva dos minerais ígneos dos granitóides por feldspato potássico (vermelho). (D) Alteração intensa a base de $\text{clorita} \pm \text{epidoto}$ e quartzo concordante com foliação milonítica que oblitera gnaiss e migmatitos. (E) Rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas – Grupo Grão Pará: *pillow lava* em metabasalto. (F) metabasalto com textura variolítica.

O Supergrupo Itacaiúnas na área do depósito provavelmente corresponde ao Grupo Grão Pará, sendo formado por metabasalto e metavulcânica ácida a intermediária, com horizontes de rochas metassedimentares. O metabasalto ocorre a norte das rochas hospedeiras do depósito de Sossego e se estende para W-NW, em direção ao depósito de óxido de Fe–Cu–Au Alvo 118. Localmente apresenta estruturas almofadas (Fig. 2.3E) ou textura variolítica (Fig. 2.3F), denotando segregação de magma mais ácido (imiscibilidade). O contato do metabasalto com o granito ou com o embasamento é delimitado por zonas de cisalhamento com orientação WNW-ESE a NW-SE e mergulho para S-SW, comumente marcada por clorita xistos.

A metavulcânica ácida a intermediária ocorre associada ao metabasalto e, principalmente na porção W do depósito de Sossego (corpo de minério Pista), encontra-se em contato por cisalhamento com o granito. Os corpos dessa metavulcânica têm formas anastomosadas a sigmoidais e contêm lentes de tremolita–talco xisto. Além disso, na área do corpo Pista, a metavulcânica encontra-se fortemente cisalhada, resultando em um milonito intensamente hidrotermalizado a biotita, feldspato potássico, clorita, sílica, escapolita e turmalina.

Os granitos hospedeiros das mineralizações no depósito de Sossego ocorrem como corpos alongados e irregulares no contato das rochas do embasamento com as supracrustais. O granito encaixante do corpo Sequeirinho aloja-se ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW-ESE e possui caráter sin-tectônico, com uma foliação milonítica de atitude NW a E-W e alto mergulho para SW-S. O granito foi submetido à intensa alteração hidrotermal, em princípio associada aos planos de cisalhamento e de caráter regional. Em setores menos afetados pelo hidrotermalismo e deformação, o granito é de cor cinza, apresenta textura alotriomórfica média e constituição mineralógica a base de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Possivelmente esse litotipo mostra composições que variam de leucogranito a granodiorito. No entanto uma classificação mais apurada é dificultada pela intensa albitização inicial sobreposta por epidoto–actinolita. Afastando-se do entorno do corpo Sequeirinho ocorrem poucos afloramentos de granito, que freqüentemente estão metassomatisados (alteração sódica a base de albita; sobreposta por alteração sódico-cálcica venular a pervasiva com actinolita-epidoto) e/ou com intensa deformação dúctil ou rúptil.

O granito granofírico encaixante do corpo Sossego aflora a norte do granito encaixante do corpo Sequeirinho (Fig. 2.2) e pode representar a borda de resfriamento deste último em contato

com as metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas. Esse granito granofírico apresenta intenso fraturamento e veios de quartzo que foram alvo de exploração garimpeira para ouro. Essa rocha possui cor cinza clara, textura fina marcada pelo intercrescimento granofírico entre quartzo e feldspato potássico, fenocristais com milímetros de comprimento de quartzo azulados, sendo hololeucocráticos. No entorno do corpo Sossego, o granito granofírico é afetado por albitização, silicificação, intensa cloritização, alteração potássica e cálcica.

No entorno do depósito de Sossego, o gabro praticamente não aflora, ocorrendo na forma de pequenos blocos, sobre os quais se pode desenvolver crosta laterítica. Na área do depósito esse gabro forma um corpo principal e corpos menores que cortam o granito encaixante da brecha Sequeirinho, como também o granito granofírico, a metavulcânica ácida e o Complexo Xingu. Semelhante às rochas graníticas, também forma corpos alongados a anastomosados na direção NW-SE a E-W e mostra-se foliado. O gabro, litotipo predominante do corpo Baiano, tem textura média a grossa, ofítica a subofítica e é constituído por plagioclásio–anfibólio±piroxênio–magnetita–ilmenita–quartzo. As ripas de plagioclásio estão intensamente saussuritizadas e o anfibólio é constituído por actinolita–hastingsita que, inicialmente, ocorre como pseudomorfos do piroxênio. Relíquias de piroxênio podem ainda ser encontradas nos termos menos alterados. Alteração cálcica com actinolita±epidoto e/ou intensa formação de magnetita pervasiva ou em vênulas, bem como substituição por actinolito são as principais alterações hidrotermais encontradas no gabro.

O granito Rio Branco aloja-se no Complexo Xingu cerca de 3 km a sul do depósito de Sossego. Apresenta forma ovalada em planta e tem seus limites provavelmente por falhas. Corpos menores e circulares ocorrem próximo ao rio Parauapebas e correspondem a rochas isotrópicas, de cor avermelhada, composição sienogranítica, textura alotriomórfica média a grossa, constituídas por quartzo euhedral incolor, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (< 10%). Fraturas e veios com até 50 cm de espessura, geralmente subverticais, preenchidas com quartzo, clorita, epidoto e fluorita são freqüentes. Também podem ocorrer drusas milimétricas com quartzo prismático e fluorita.

Os litotipos anteriores podem ser cortados por diques métricos de quartzo–feldspato pórfiro (dacito/riolito) com orientação E-W/N80W, que ocorrem regionalmente na área estudada. Essas rochas ácidas a intermediárias, de cor vermelha, têm uma matriz quartzo–feldspática afanítica a

muito fina e contém fenocristais de feldspato potássico e quartzo euhedral a bipiramidal (0,5-1,0 cm), além de plagioclásio, biotita, epidoto (pode substituir o feldspato potássico) e actinolita, bem como cristais dispersos de calcopirita e magnetita. O dacito/riolito é de natureza tardi-tectônica, isotrópico a levemente deformado e pode ser afetado por alteração hidrotermal pervasiva ou venular, marcada pela formação de epidoto±albita e clorita±actinolita.

Todas as unidades anteriores são cortadas por diques máficos de direção NW-SE a N-S que, provavelmente, correspondem a um evento regional na Província Mineral de Carajás. Esses diques de diorito/diabásio possuem bordas de resfriamento, são pós-tectônicos e não mostram evidências de deformação e alteração hidrotermal.

Coberturas lateríticas e espessos mantos de intemperismo se desenvolvem principalmente sobre metabasalto, gabro e rochas graníticas. Aluviões ocorrem associados ao córrego Sequeirinho e aos rios Sossego, Parauapebas e Araras e afluentes que cortam a região. O rio Parauapebas também contém paleo-aluviões.

2.3. OS CORPOS DE MINÉRIO DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE Fe–Cu–Au DE SOSSEGO

O depósito de Sossego insere-se em um cinturão de mineralizações de Cu–Au com cerca de 60 km de extensão, ao longo das Serras Sul e do Rabo da PMC, do qual fazem parte os depósitos de óxido de Fe–Cu–Au de Cristalino e Alvo 118, além de outros alvos de óxido de Fe–Cu–Au (Zn, Ni) como Bacaba (30 Mt), Jatobá (15 Mt), Visconde, Bacuri, Castanha e Ipê.

Este depósito compreende cinco setores ou corpos de minério com estilos distintos de mineralizações, alinhados em um *trend* estrutural anastomosado de direção WNW-ESE a W-E com alto mergulho para S-SW (Fig. 2.4). As reservas medidas são 244,7 Mt @ 0,97% Cu e 0,26 g/t Au (J. J. Fanton, 2005, com. pes.). Em 2007, a produção de minério bruto (ROM) em Sequeirinho foi de 8.148.838 t, enquanto em Sossego foi de 3.176.377 t (revista Minérios & Minerales, ed. 308, 15/08/2008). A produção de concentrado de cobre na planta de beneficiamento foi de 396.604 t no ano de 2007.

O corpo Sequeirinho, responsável por 85% das reservas do depósito de Sossego e o primeiro a entrar em exploração em 2004, é formado por brechas sulfetadas hospedadas em

granito preferencialmente próximo a corpos de gabro intrusivos (Fig. 2.5) e, subordinadamente, em metavulcânicas félsicas.

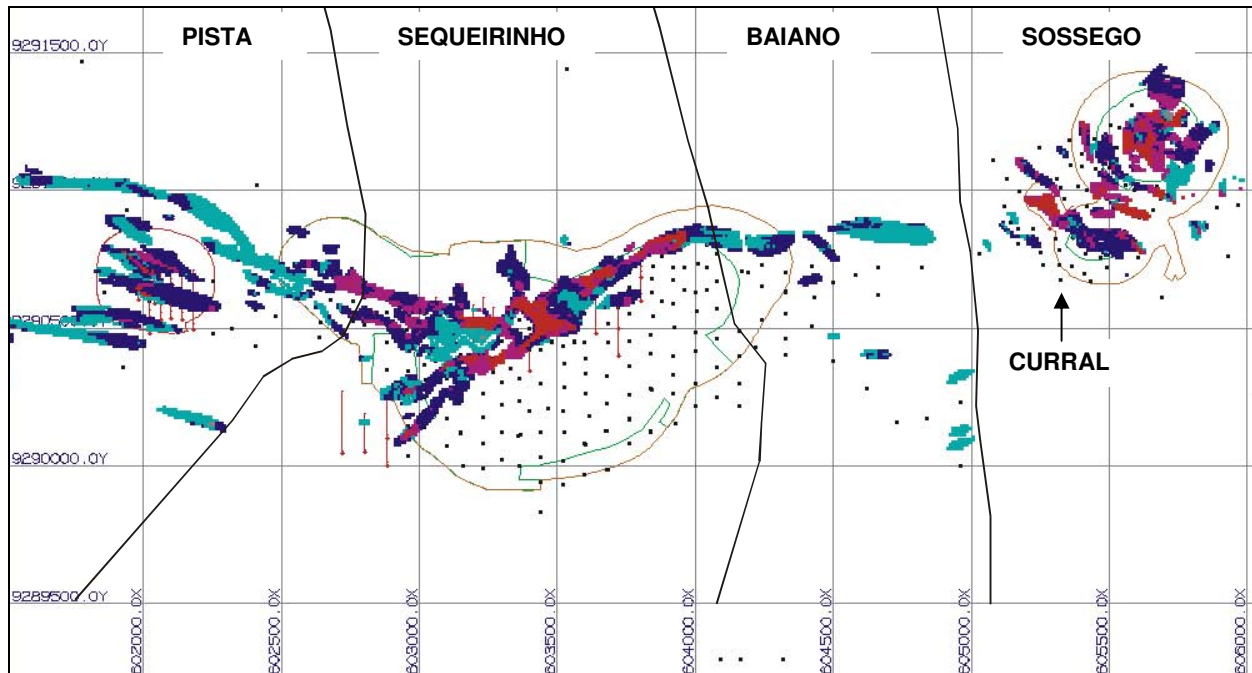


Figura 2.4 – Limite dos corpos de minério no depósito de Sossego, com base em plano horizontal na cota 200 m (CVRD). Os teores de Cu nos corpos de minério aumentam do azul claro para o vermelho. Os pontos pretos representam a malha dos furos de sondagens executados neste depósito, com seções N-S nos corpos Sequeirinho, Baiano e Pista e seções NE-SW nos corpos Sossego e Curral. As linhas em marrom indicam a projeção das cavas finais nos corpos principais.

A extensão E do corpo Sequeirinho, denominado corpo Baiano, contém minério disseminado a venular que se hospeda essencialmente no gabro. O corpo Pista, extensão W do corpo Sequeirinho, corresponde a vênulas/fissuras de calcopirita±molibdenita em zonas quartzosas e calcopirita±molibdenita disseminada ao longo dos planos de foliação de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias cisalhadas.

O corpo Sossego e sua extensão SW, corpo Curral, compreendem sistema de brechas e zonas de veios/*stockwork* carbonáticas sulfetadas encaixadas em granito granofírico e granito e que formam uma estrutura circular.

A seção geológica 1100-SWNE exhibe a forma dos corpos de brechas heterolíticas do Sossego e Curral, encaixados no granito granofírico e no granito, respectivamente (Fig. 2.6). As brechas heterolíticas, que definem uma estrutura em *pipe*, incluem as zonas mineralizadas a

magnetita–calcopirita–ouro. As rochas intemperizadas também mostram altos teores de Cu, presente na forma de malaquita e crisocola na matriz das brechas e em planos de falhas e fraturas.

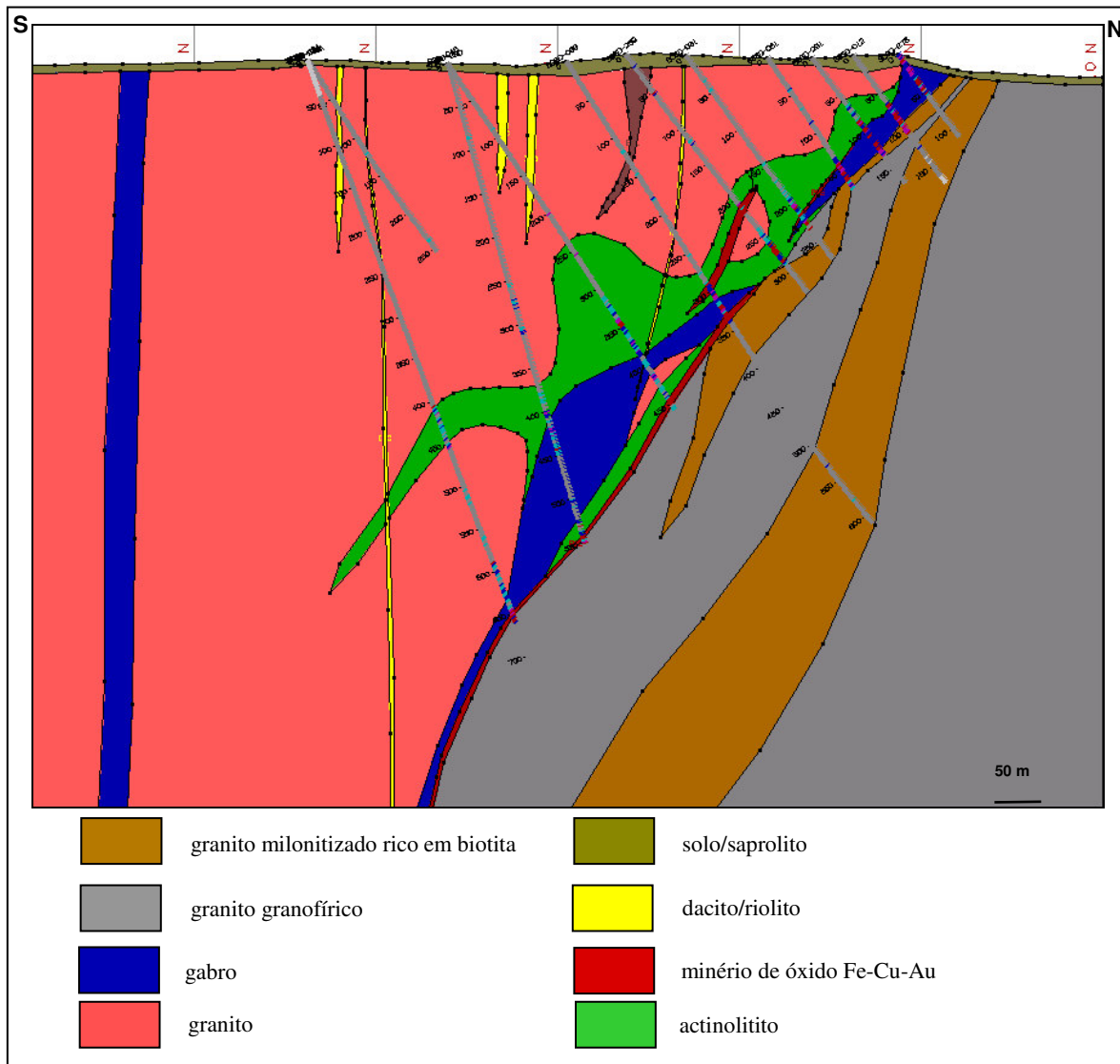


Figura 2.5 – Seção geológica 603840-SN no corpo Sequeirinho (CVRD). Os furos de sondagem estão representados por cores, onde os tons de azul a vermelho indicam os intervalos mineralizados com teores de Cu crescentes nesta ordem, enquanto o cinza, não mineralizados.

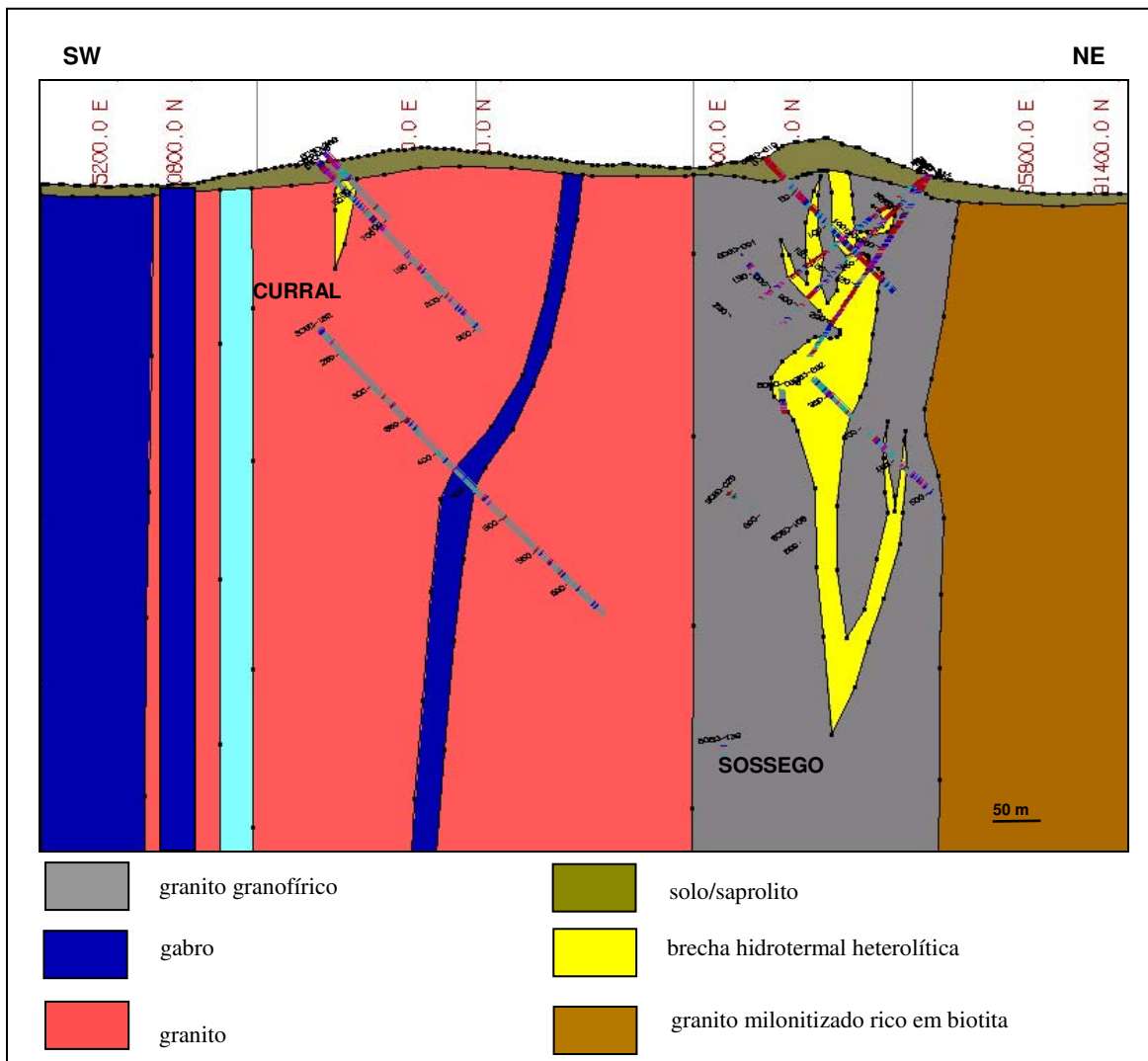


Figura 2.6 – Seção geológica 1100-SWNE representativa dos corpos Curral e Sossego (CVRD). Os furos de sondagem estão representados por cores, onde os tons de azul a vermelho indicam os intervalos mineralizados com teores de Cu crescentes nesta ordem, enquanto o cinza, não mineralizados.

A seção geológica 602020-SN no corpo Pista ilustra a distribuição da mineralização sulfetada em vênulas de quartzo e disseminada ao longo das rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias cisalhadas e, subordinadamente, em suas porções milonitizadas ricas em biotita (Fig. 2.7).

Uma característica comum destes corpos é a presença, na lapa do minério, de rochas miloníticas ricas em biotita–turmalina–albita–hastingsita–escapolita±clorita, que se desenvolveram sobre o granito, o granito granofírico e as metavulcânicas félsicas. A formação dessas rochas miloníticas é decorrente dos processos de deformação e metassomatismo superposto.

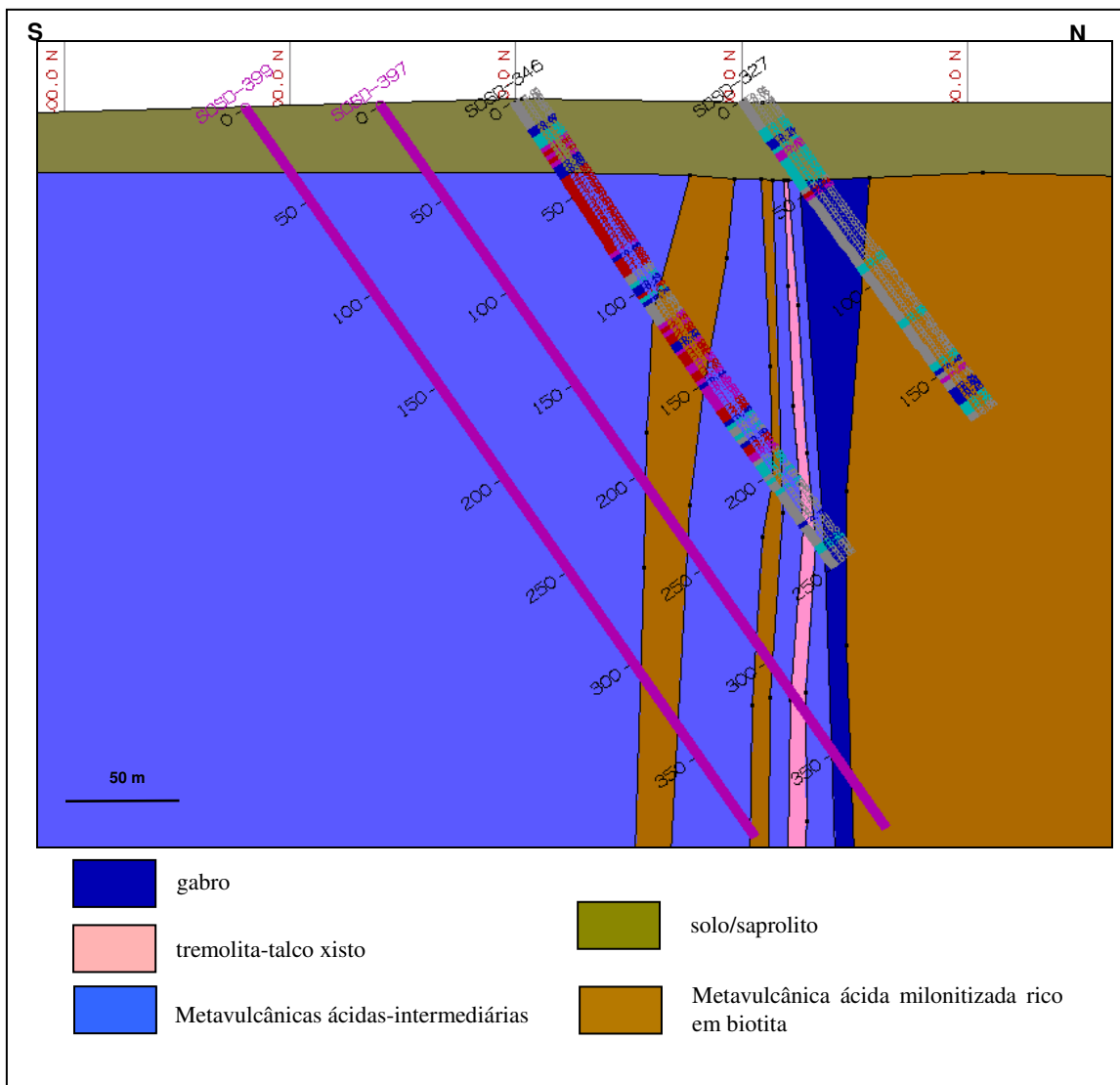


Figura 2.7 – Seção geológica 602020-SN no corpo Pista (CVRD). Os furos de sondagem estão representados por cores, onde os tons de azul a vermelho indicam os intervalos mineralizados com teores de Cu crescentes nesta ordem, enquanto o cinza, não mineralizados. Nos furos 397 e 399 não foram lançados os teores de Cu.

2.4. BRECHAS MINERALIZADAS

As mineralizações de Cu–Au dos corpos Sossego–Curral correspondem a *pipes* de brechas (*crackle breccia*) desenvolvidos conforme a estruturação rúptil verticalizada encontrada nas rochas graníticas hospedeiras. A textura da brecha e a morfologia dos fragmentos são diagnósticas de origem hidrotermal por fraturamento hidráulico a crítico, relacionado à flutuação temporária na pressão do fluido (Jébrak 1997). Essas brechas contêm fragmentos angulosos a tabulares de granito granofírico e granito, geralmente com intensa cloritização, imersos em uma matriz rica em calcita, além de actinolita, clorita, magnetita, apatita, quartzo, epidoto e biotita

(Figs. 2.8A, C e D). Os fragmentos da rocha encaixante possuem dimensões variáveis de decimétricas a milimétricas, conforme sua posição em relação ao duto central do *pipe* ou vênulas associadas. Uma feição típica é a presença de um filme de magnetita que reveste os fragmentos (Figs. 2.8A, C e D), podendo substituí-los integralmente quando estes são de dimensões milimétricas.

Zonas periféricas em relação ao duto principal (*pipe*) da brecha são marcadas por sistemas de vênulas ou veios centimétricos sulfetados (Fig. 2.8B), preenchidos pela mesma assembléia mineral. Vênulas e veios com incipiente fragmentação *in situ*, em padrão ortogonal (textura quebra-cabeça), sem rotação dos clastos, e com baixa proporção de matriz (carbonato ou sulfeto) registram a ação da pressão do fluido no início do processo de brechação, que se ramifica em direção a encaixante, a partir das paredes do *pipe* central.

O sulfeto dominante é a calcopirita que se associa com pirita–sigienita–millerita–ouro como uma das fases de preenchimento da matriz. Na matriz também ocorre carbonato+magnetita+actinolita+quartzo+apatita. Cristais euhedrais de quartzo e apatita são comuns, podendo formar textura em pente, indicando preenchimento de espaços abertos em níveis crustais rasos. O carbonato ocorre como cristais grossos a finos e constitui a fase de preenchimento final.

No corpo Sequeirinho, a brecha é composta por fragmentos arredondados a subangulares do actinolitito e magnetitito, derivados do granito e gabro intensamente hidrotermalizado e, secundariamente, das metavulcânicas félsicas, que se encontram em uma matriz formada por calcopirita (pirita–sigienita–millerita–ouro) (Figs. 2.9A e B), juntamente com proporções variadas de actinolita, magnetita, apatita, quartzo, titanita, epidoto/allanita, albita (escapolita) e clorita. O sulfeto circunda os cristais de epidoto e quartzo e penetra ao longo dos planos de clivagem da actinolita e fraturas da apatita.

Os fragmentos de actinolitito apresentam uma grande variação de tamanho, de decimétricos a milimétricos, o que confere uma textura de cominuição (*milled texture*) à brecha. Morais & Alkmin (2005) atribuem uma natureza cataclástica para as brechas sulfetadas, que teriam se formado num corredor estrutural caracterizado por zona de cisalhamento rúptil de direção NE, de cinemática dextrógira e que teria promovido a cominuição das encaixantes hidrotermalizadas, facilitado a circulação de fluidos e concentrado e precipitado grande proporção de sulfetos.

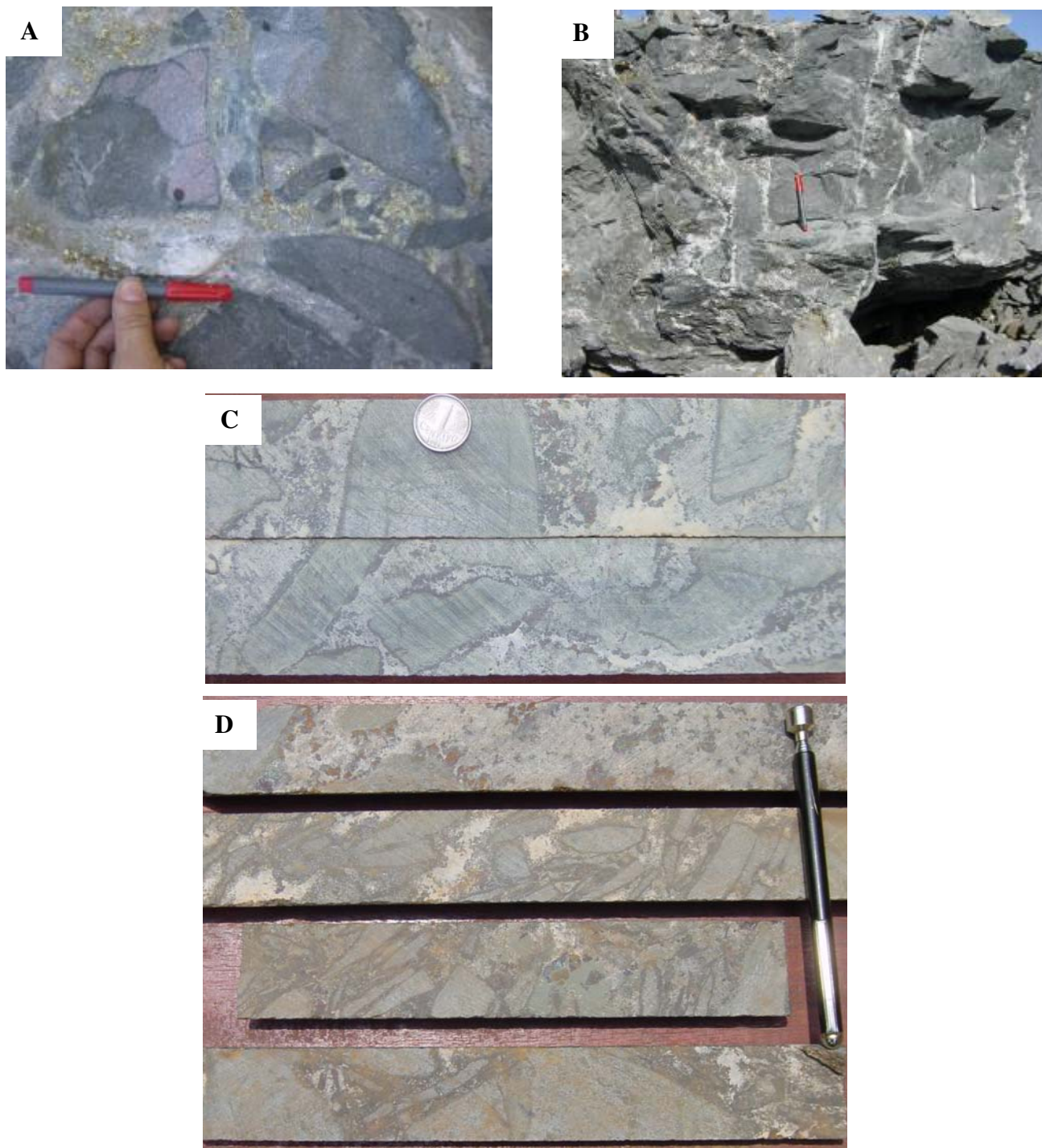


Figura 2.8 – Minério do corpo Sossego. (A-B) Detalhe do *pipe* de brecha e sistemas de veios/vênulas do corpo Sossego identificadas no início da operação do *open pit*. (A) Brecha carbonática sulfetada Sossego. Notar clastos subangulosos a subarredondados de granito granofírico variavelmente cloritizado e rotacionados. (B) Zona periférica em relação ao pipe de brecha Sossego. Vênulas com calcita–calcopirita provocam a brechação incipiente do granito granofírico cloritizado. (C-D) Textura do minério dos corpos Sossego e Curral em testemunhos de sondagem: (C) brecha carbonática sulfetada do corpo Sossego (furo SOS-D-319/178-179,25 m) contendo fragmentos angulares a tabulares de granito granofírico cloritizado. Note o filme de magnetita que envolve os fragmentos e a ocorrência de calcopirita em pintas dispersas pela matriz; (D) brecha carbonática sulfetada do corpo Curral (furo SOS-D-35), onde se observa intervalo com predomínio da matriz carbonática e intervalos clasto-suportado ou com fraturamento hidráulico incipiente.

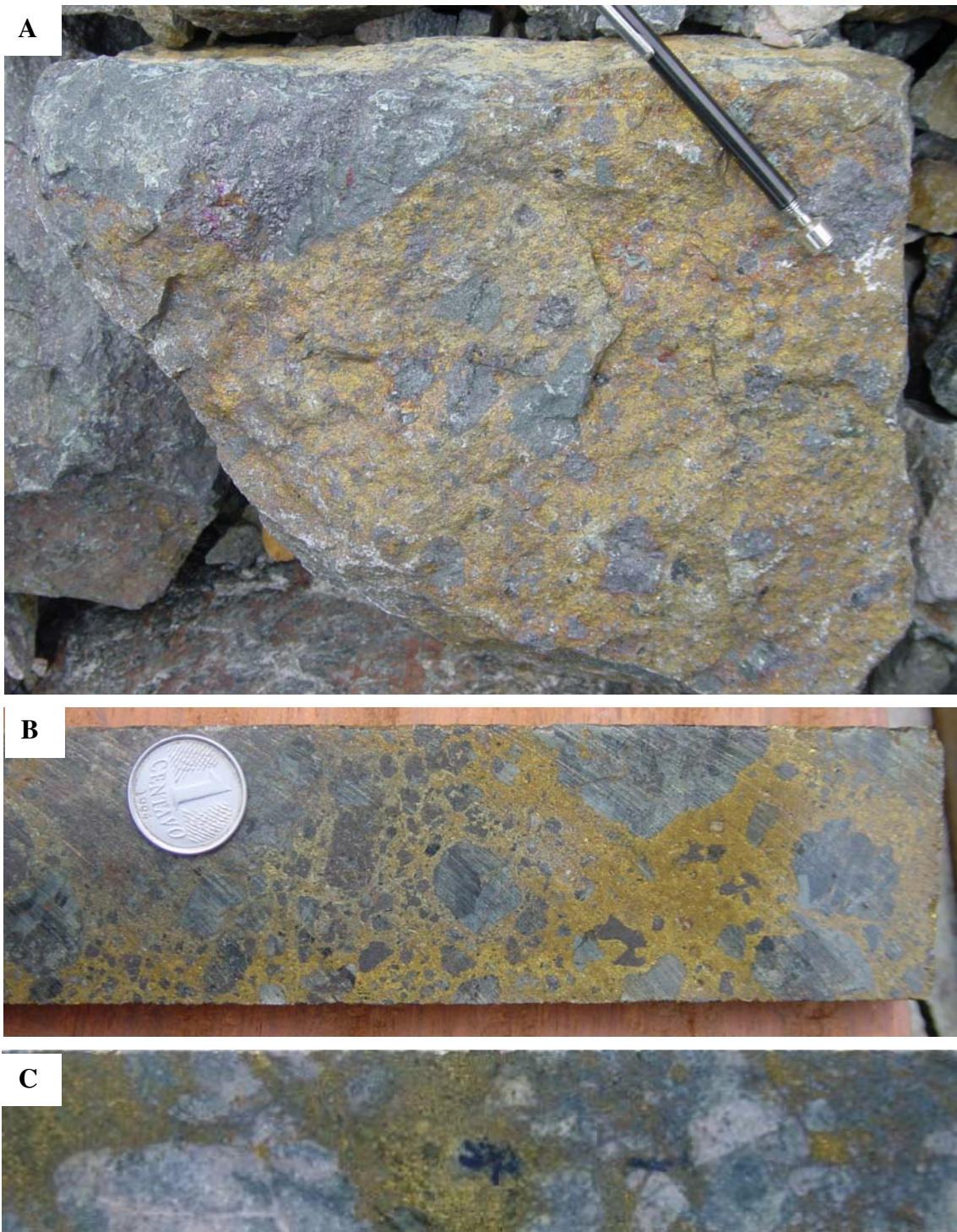


Figura 2.9 – Minério do corpo Sequeirinho. (A) bloco de brecha sulfetada maciça de alto teor, matriz-suportada, contendo fragmentos subarredondados a subangulosos, milimétricos a até 15 centímetros, de actinolítico. (B) brecha com matriz rica em calcopirita e com fragmentos arredondados de actinolítico (furo SOS-D-99/332,28m). Observar a variação no tamanho dos fragmentos de actinolítico e também clastos angulosos de magnetita. Sob a moeda ocorre fragmento arredondado do granito Sossego hidrotermalizado. (C) Brecha com fragmentos arredondados a subangulosos de metavulcânica ácida cimentados por calcopirita. Testemunho de sondagem com cerca de 3,5 cm de diâmetro

Em sondagem situada na porção W do corpo Sequeirinho (SOS-D-238, Fig. 2.2), próximo ao contato com o corpo de minério Pista, foi interceptado intervalo de brecha instalada em rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias. Como diferencial em relação à típica brecha Sequeirinho, destaca-se a menor intensidade da substituição da encaixante por actinolita–magnetita e o reconhecimento dos fragmentos da metavulcânica félsica metassomatizada (feldspato potássico, biotita, albita, escapolita, sílica) na matriz da brecha (Fig. 2.9C). Há intervalos de brecha cimentada por calcopirita, notadamente sem a presença de magnetita.

CAPÍTULO 3 – ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

3.1. CORPO SOSSEGO

Em setores onde a alteração hidrotermal é menos pronunciada, são reconhecidas texturas típicas do granito (Fig. 3.1A), tais como, intercrescimento de quartzo e feldspato potássico (textura granofírica) (Fig. 3.1F) e arranjos com agregados radiais de quartzo e feldspato (textura esferulítica), que fornecem indicações de cristalização/colocação em níveis crustais rasos. Os feldspatos ígneos, potássico e plagioclásio, apresentam caulinização e saussuritização/carbonatação, respectivamente.

O granito granofírico hospedeiro das mineralizações do corpo Sossego registra uma seqüência de alterações hidrotermais cujo ordenamento cronológico e evolução das paragêneses minerais estão descritos a seguir.

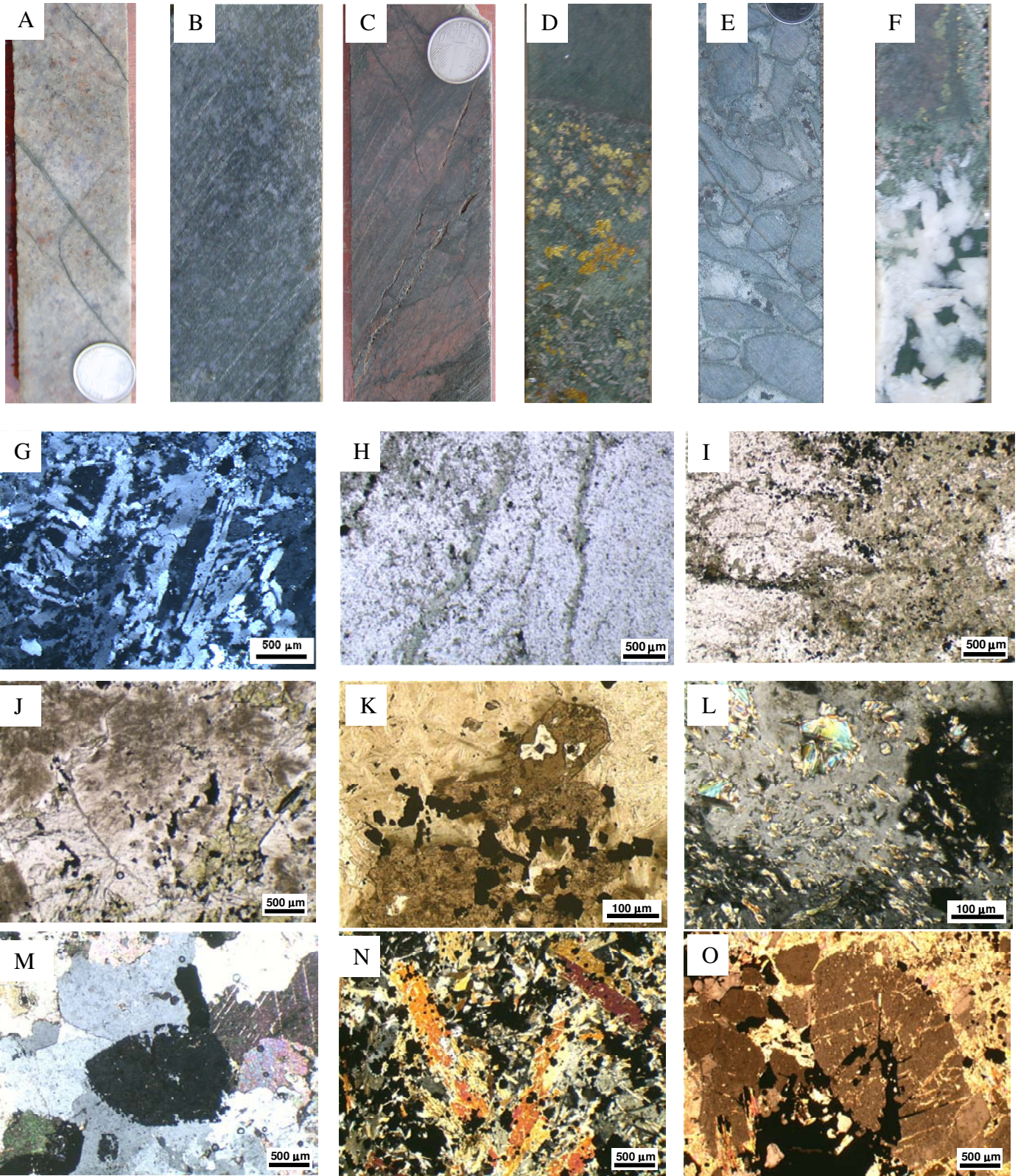
Alteração Sódica

Quando comparada ao granito encaixante do corpo Sequeirinho, a alteração sódica inicial e de natureza regional não é pervasiva no granito granofírico. Intervalos de albitização parecem relativamente limitados aos setores com acentuada deformação e sua formação tende a acompanhar os planos de foliação milonítica.

Silicificação

No corpo Sossego, o granito granofírico, que apresenta uma textura de intercrescimento entre feldspato potássico e quartzo (Fig. 3.1F), também registra um evento de silicificação, concentrado principalmente em suas porções deformadas e marcado por bolsões alongados/fitas de cristais de quartzo com extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização em agregados de microcristais poligonizados. O quartzo substitui e recorta cristais de plagioclásio parcialmente albitizados.

Uma segunda etapa de formação de quartzo é identificada na matriz das brechas e veios carbonáticos, onde ocorre como cristais subhedrais a euhedrais em íntima associação com carbonato–apatita–actinolita–clorita–calcopirita (Figs. 3.1D, E e M).



Alteração Potássica

A alteração potássica refere-se à formação de feldspato potássico–biotita (Figs. 3.1C, J e K), em associação com magnetita–allanita–(albita–uraninita–thorita–zircão), que ocorre como um halo nas zonas mineralizadas (Figs. 3.2A-F). A biotita também se forma nos fragmentos de granito e na matriz da brecha carbonática, em associação com calcopirita–magnetita–epidoto±apatita±actinolita±quartzo (Fig. 3.3B).

Microvênulas preenchidas com biotita±feldspato potássico podem cortar fragmentos de rocha granítica. A biotita é substituída por clorita, de forma gradual e crescente à medida que se passa para a zona cloritizada. A formação de feldspato potássico pode se tornar ampla, com a obliteração da textura ígnea do protólito. Nesses setores, caracteristicamente, o feldspato passa a apresentar um aspecto turvo, e comumente é afetado por caulinitização e sericitização (Figs. 3.1J e L). A formação pervasiva de feldspato potássico também ocorre em zonas deformadas, associada à silicificação.

Figura 3.1 – Feições características dos estágios de alteração hidrotermal e da mineralização nos corpos Sossego–Curral. (A) granito granofírico menos alterado com cristais de quartzo azulado, cortado por vênulas de clorita fina (35/406,4 m). (B) granito granofírico com substituição por clorita pervasiva. (C) granito granofírico com alteração potássica pervasiva (feldspato potássico de cor vermelha) e cortado por vênulas de clorita±carbonato (319/49,4 m). (D) granito granofírico intensamente cloritizado (cor verde, parte superior), cortado por veio de actinolita–clorita–carbonato–apatita–magnetita–calcopirita (319/44,32 m). (E) brecha carbonática sulfetada do corpo Sossego–Curral (furo SOS-D-106/612,7 m) contendo fragmentos angulares a arredondados de granito granofírico cloritizado. Note o filme de magnetita que envolve os fragmentos e a ocorrência de calcopirita em cristais dispersos pela matriz rica em calcita. (F) calcita, quartzo e clorita tardios. (G) textura de intercrescimento entre feldspato potássico e quartzo do granito granofírico (319/141,72 m, luz transmitida, com analisador). (H) granito granofírico com incipiente venulação de clorita±magnetita (314/172,5 m, luz transmitida, sem analisador). (I) trama de clorita–magnetita–allanita que substitui progressivamente o granito granofírico (319/111,6 m, luz transmitida, sem analisador). (J) feldspato potássico, turvo, com disseminações de epidoto–carbonato–magnetita próximo zona mineralizada (319/143,08 m, luz transmitida, sem analisador). (K) trama de biotita marrom associada a allanita e magnetita, na região de contato entre veio carbonático e granito granofírico (314/140,3 m, luz transmitida, sem analisador). (L) formação local de mica branca sobre feldspato potássico (319/143,08 m, luz transmitida, sem analisador). (M) associação quartzo, apatita e carbonato na matriz da brecha sulfetada (luz transmitida, com analisador). (N) prismas de actinolita (geminada) poiquiloblástica com inclusões de quartzo e magnetita, em associação com magnetita–quartzo–actinolita fina, em veio mineralizado que corta granito (319/150,29B, luz transmitida, com analisador). (O) apatita subhedral com fraturas preenchidas por calcopirita e carbonato, na matriz de brecha sulfetada (314/291,7 m, luz transmitida, com analisador).

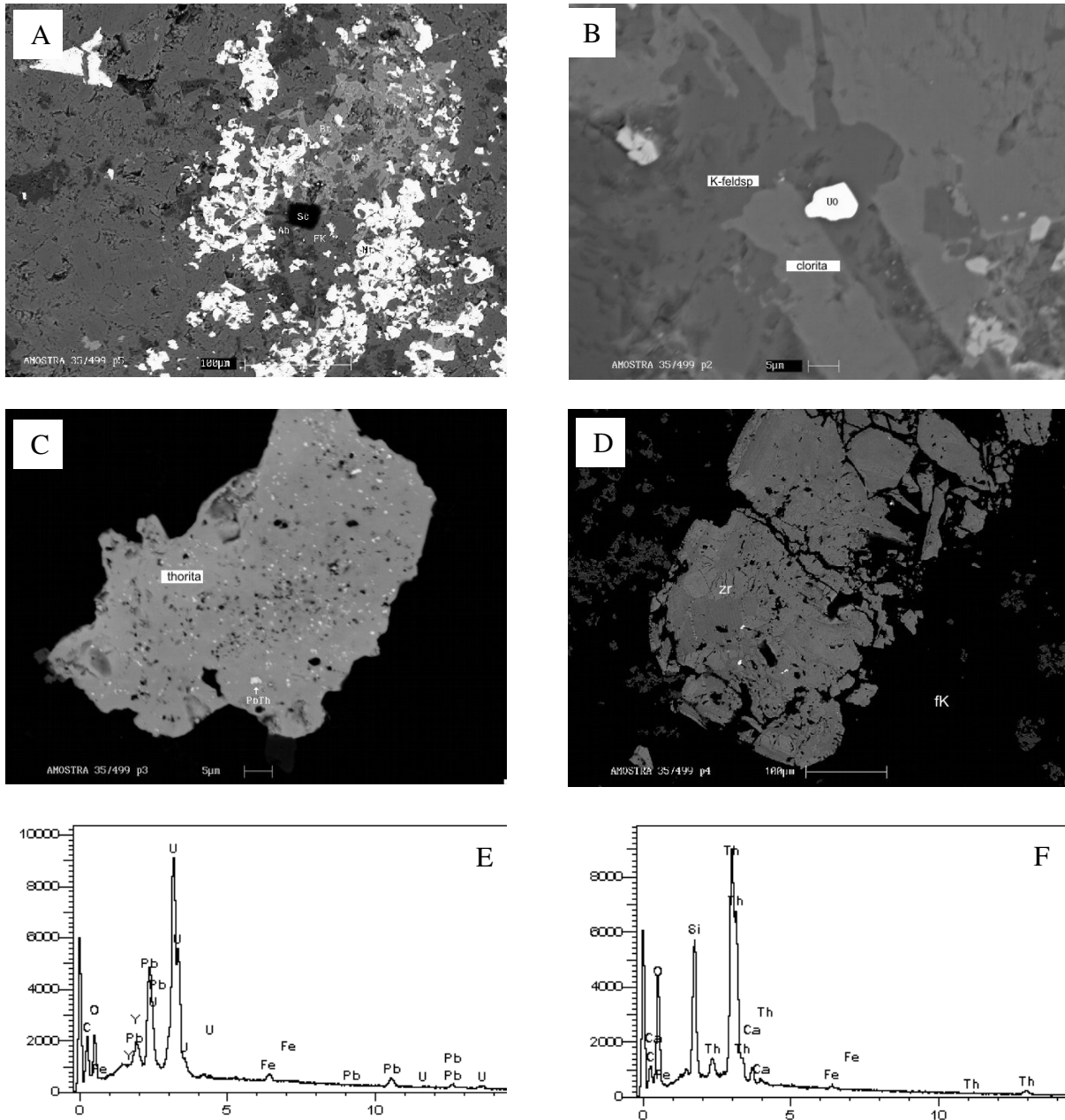


Figura 3.2 – Feições texturais e inclusões relacionadas à alteração potássica no granito granofírico do corpo Sossego. (A) Imagem de elétrons retro-espalhados (ERE) da associação de feldspato potássico-biotita-magnetita-albita. Notar presença de cristal de escapolita (Sc). (B) Imagem ERE de uraninita (UO) incluída em feldspato potássico-clorita. (C) Imagem ERE de thorita incluída em feldspato potássico. Notar a miríade de inclusões de PbTh na thorita. (D) Imagem ERE de cristal de zircão (Zr) em zona rica em feldspato potássico (fK). (E) Espectro EDS da uraninita. Unidades nos eixos X = Energia (Kev) e Y = CPS. (F) Espectro EDS da thorita.

Cloritização

A cloritização é o tipo de alteração hidrotermal dominante na rocha granítica encaixante, manifestando-se inicialmente na forma de preenchimento de vênulas e fissuras, como verificado em zonas mais distais (Fig. 3.1A) em relação aos intervalos de sistemas veios e brechas carbonáticas e sulfetadas. Próximo aos intervalos mineralizados, a clorita é pervasiva e oblitera a textura ígnea do protólito, que passa a mostrar cor verde-escura (Fig. 3.1B). Nas vênulas e fraturas, a clorita ocorre como agregados de microcristais placóides em associação com magnetita–epidoto/allanita (Figs. 3.1H-I). À medida que se torna pervasiva pela rocha granítica, a clorita constitui cristais maiores agrupados em grandes massas que formam a trama de substituição da textura granofírica.

A clorita também ocorre como produto de substituição da actinolita e em massas irregulares e angulares de microcristais vermiformes, de natureza tardia, que estão dispostas intersticialmente na matriz da brecha e sistemas de veios/vênulas em associação com carbonato, calcopirita, quartzo, actinolita e magnetita (Fig. 3.1F).

Metassomatismo de Ferro

A magnetita está presente como cristais subhedrais e euhedrais finos nos estágios de alteração potássica e cloritização (Figs. 3.1B-C), especialmente em associação com biotita–allanita e clorita (Figs. 3.1H, I e K). Também é freqüente como cristais subidiomórficos a idiomórficos nos veios com proporções variáveis de actinolita–calcita–clorita–apatita–quartzo, principalmente em halos; e nos sistemas de veios e brechas carbonáticas (Figs. 3.1D-E), sulfetadas ou não, como cristais euhedrais mais grossos, associados à actinolita zonada (Fig. 3.1N) e apatita e/ou em contato ou envolvidos por calcopirita e pirita.

De modo conspícuo, nos veios e brechas carbonáticas com ou sem mineralização, a magnetita forma um filme em torno dos fragmentos de granito intensamente alterado (geralmente cloritizado, Fig. 3.1E), podendo substituí-los integralmente (fragmentos menores). Hematita ocorre como produto de substituição parcial da magnetita ou como ripas inclusas em calcopirita.

Alteração Cálcica

Uma alteração cálcica constituída por carbonato–actinolita–apatita–epidoto±titanita, e associada à calcopirita–clorita–magnetita–quartzo, se desenvolve em vênulas/veios e corpos de

brecha (Figs. 3.1D-E) que cortam o granito granofírico cloritizado. Essa associação mineral ocorre em proporções extremamente variáveis, frequentemente em padrão zonado, relacionado ao preenchimento sucessivo de espaços abertos.

Os principais padrões de vênulas e veios encontrados no granito granofírico, que podem conter ou não sulfeto, são: (i) carbonato±quartzo (núcleo), actinolita–apatita–carbonato–magnetita±calcopirita (halo interno) e clorita–actinolita–albita rosa (halo externo difuso); (ii) apatita–actinolita–clorita–calcopirita imersos em carbonato (centro) e actinolita–clorita–magnetita (halo); (iii) actinolita média a grossa±magnetita; (iv) calcopirita maciça (núcleo ou margens) e carbonato–apatita–actinolita–clorita–magnetita (halo ou centro).

A calcita ocorre como cristais grossos euhedrais associado à apatita–quartzo–actinolita–calcopirita (Figs. 3.1D-E, M-O) e como cristais finos/massas que representam a fase de preenchimento final dos veios e brechas (Fig. 3.1F). A actinolita está presente como cristais euhedrais, usualmente geminada (Fig. 3.1N), ou como cristais esqueléticos, substituídos por carbonato. O epidoto mostra um padrão zonado, embora cristais mais homogêneos também ocorram. Diferentes cores marcam o zonamento do epidoto (núcleo mais marron, porções intermediárias verde e bordas amarelas), que também mostra resposta em imagens de elétrons retro-espalhados (microscopia eletrônica de varredura).

A apatita rosa ocorre como cristais euhedrais, prismáticos, por vezes hexagonais e são extremamente fraturados, com preenchimento de carbonato, calcopirita, magnetita e epidoto/allanita (Fig. 3.1O). A apatita é uma das primeiras fases de preenchimento de veios e das brechas, crescendo perpendicularmente as paredes da encaixante ou ortogonalmente aos fragmentos do granito. Conspicuamente, a apatita está repleta de inclusões de monazita (Figs 3.4A, C-D e F e 3.5A).

Mineralização

A mineralização dos veios e brecha é constituída principalmente por calcopirita que ocorre na forma de pintas ou porções centimétricas maciças. A calcopirita localiza-se em posições intersticiais envolvendo cristais de apatita–magnetita–quartzo–epidoto e preenche planos de clivagem e fraturas em actinolita, apatita, biotita e magnetita (Figs. 3.1D-E e O; Fig. 3.3A-C; Figs. 3.4A-D; Fig. 3.5A). A presença de minerais euhedrais, tais como magnetita, actinolita,

quartzo e apatita, alguns com crescimento perpendicular a parede dos veios, mostram evidências de preenchimento de espaços abertos.

Cristais subidiomórficos a idiomórficos de pirita, siegenita, millerita e ouro estão inclusos na calcopirita (Figs. 3.3D-F). Inclusões menores na calcopirita (pirita–allanita) são representadas por melonita, Pd-melonita, esfalerita, galena, monazita, hessita, cassiterita e thorita (Figs. 3.4B e E; Figs. 3.5C-F). O ouro ocorre como inclusões principalmente na calcopirita (Figs. 3.3E-F), embora também esteja associado com pirita, titanita e quartzo (Fig. 3.5B). Não há evidências de deformação nos minerais e sulfetos que preenchem os veios e brechas mineralizadas.

Alterações tardias

As zonas mineralizadas são cortadas localmente por vênulas/zonas contendo uma assembléia de quartzo, clorita, calcita (hematita, sericita). Essas zonas de alteração hidrolítica, típica de níveis crustais rasos, podem ainda apresentar-se fracamente mineralizadas, com calcopirita em pintas esparsas.

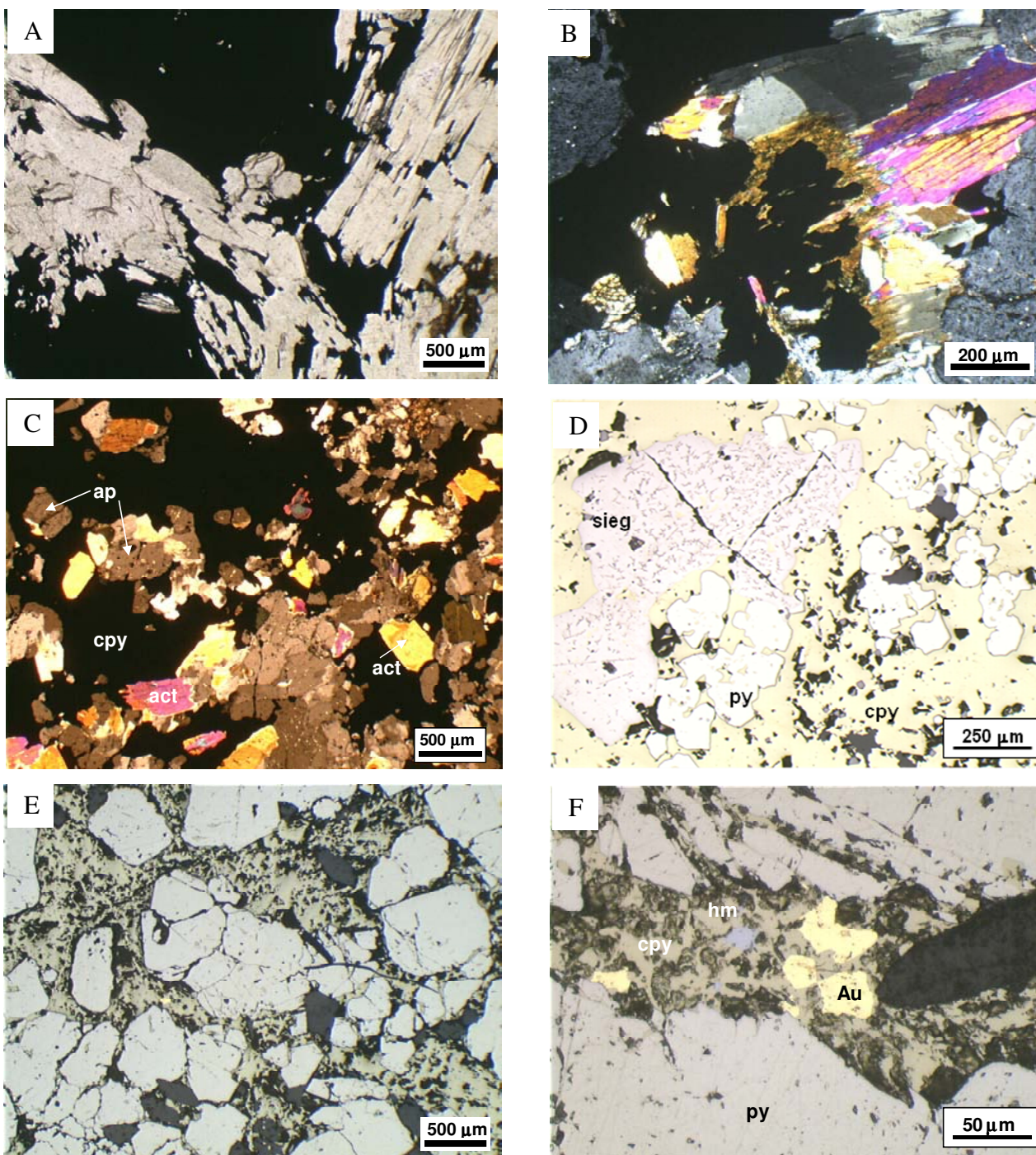


Figura 3.3 – Feições texturais e associações minerais na brecha sulfetada Sossego–Curral. (A) actinolita, alguns cristais zonados, envolvida por calcopirita, na matriz de brecha carbonática (319/79,7 m, luz transmitida, sem analisador). (B) agregado de biotita marrom intercrescida com calcopirita–actinolita–quartzo, na matriz de brecha carbonática (319/79,70A m, luz transmitida, com analisador). (C) actinolita, apatita e quartzo imersos na calcopirita da brecha sulfetada Sossego (luz transmitida, com analisador). (D) associação siegenita (cinza claro)–pirita (amarelo claro) que ocorrem como inclusões na calcopirita (amarelo) presente na matriz da brecha Sossego (319/79,7A, luz refletida, sem analisador); (E) agregados de pirita e ouro inclusos na calcopirita, contida em vênula sulfetada que corta granito granofírico (319/154,9 m luz refletida, sem analisador); (F) pintas de ouro e hematita (cinza) inclusos em calcopirita, que preenche fraturas da pirita (319/154,9 m luz refletida, sem analisador).

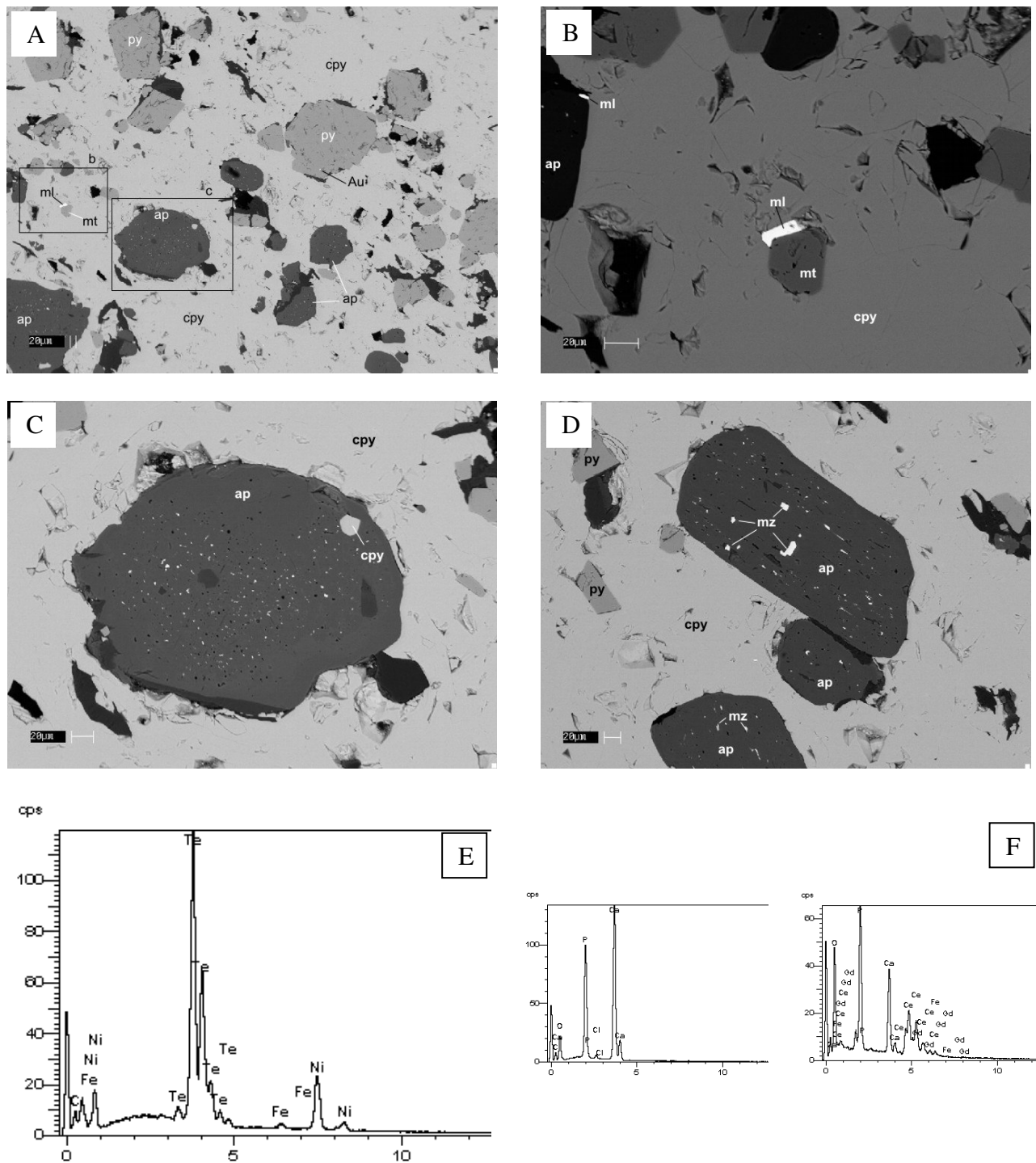


Figura 3.4 – Imagens por MEV e espectros de minerais inclusos na calcopirita da matriz da brecha do corpo Sossego. (A) Imagem de elétrons retro-espalhados (ERE) com inclusões de apatita (ap), pirita (py), magnetita (mt), melonita (ml) e ouro (Au) em massa de calcopirita (cpy) (314/255,30). (B) Imagem ERE com detalhe (A) de associação entre magnetita e melonita ou apatita e melonita inclusas na calcopirita. (C) Imagem ERE com detalhe (A) da série de inclusões de monazita (mz) e calcopirita (cpy) na apatita (ap) inclusa na calcopirita. (D) Imagem de elétrons retro-espalhados de apatita (ap) repleta de inclusões de monazita (mz) imersa em massa de calcopirita (SOS314/255,30). (E) Espectro EDS da melonita. (F) Espectros EDS da apatita e monazita.

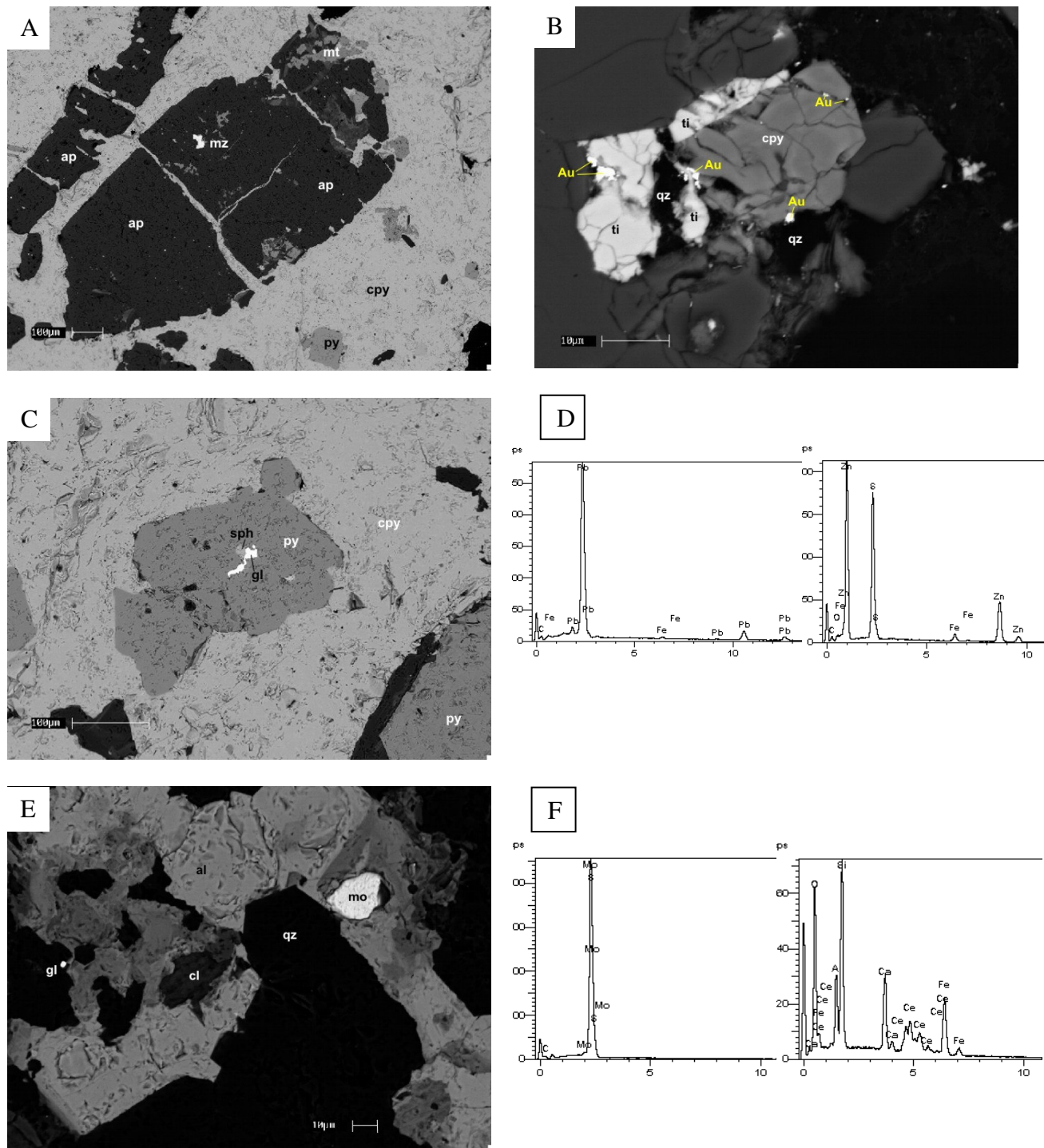


Figura 3.5 – Imagens por MEV de fases menores nas zonas mineralizadas do corpo Sossego. (A) Imagem de elétrons retro-espalhados (ERE) de cristais de apatita, fraturados e preenchidos por calcopirita, com inclusões de monazita (mz), magnetita (mt) e pirita (SOS319/145,16). (B) Imagem de ERE mostrando a ocorrência de ouro em fraturas de titanita (ti) e calcopirita (cpy) ou associado a esses minerais em contato com quartzo (qz) (SOS314/255,30). (C) Imagem ERE de pirita (py) com inclusões de esfalerita (sph) e galena (gl) incluída na calcopirita. (SOS319/145,16). (D) Espectros EDS da galena e esfalerita. (E) Imagem ERE de molibdenita (mo) e galena (gl) incluídos em allanita (al) zonada em associação com quartzo e clorita (SOS319/145,16). (F) Espectros da molibdenita e allanita.

A síntese da sequência cronológica de ocorrência das alterações hidrotermais encontradas no granito granofírico hospedeiro das mineralizações do corpo Sossego são apresentadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Síntese dos estágios de alteração hidrotermal e mineralização e respectivas paragéneses minerais representativas, por ordem de formação, que substituem as rochas encaixantes do corpo Sossego.

	ALTERAÇÃO HIDROTERMAL					MINERALIZAÇÃO
	Sódica	Silicificação	Potássica	Cloritização	Cálcica/ Carbonatação	
albita	████████		████			
quartzo		████████			████████	
epidoto					████	
allanita			████████		████	
K-feldspato			████████			
biotita			████████			
uraninita			████			
thorita			████			
actinolita					████████	
magnetita			████████	████████	████████	
hematita		████			████	
apatita					████████	
calcita					████████	████
clorita				████████		████
calcopirita						████████
pirita						████
siegenita						████
millerita						████
Pd-melonita						████
hessita						████
ouro						████
molibdenita						████
esfalerita						████
galena						████
cassiterita						████

3.2. CORPO SEQUEIRINHO

As rochas encaixantes da mineralização do corpo Sequeirinho, cujos protólitos correspondem a granito, gabro/diorito e, em menor proporção, metavulcânicas félsicas, registram uma seqüência de estágios de intensa alteração hidrotermal, com associações paragenéticas bem definidas, conforme descrito a seguir.

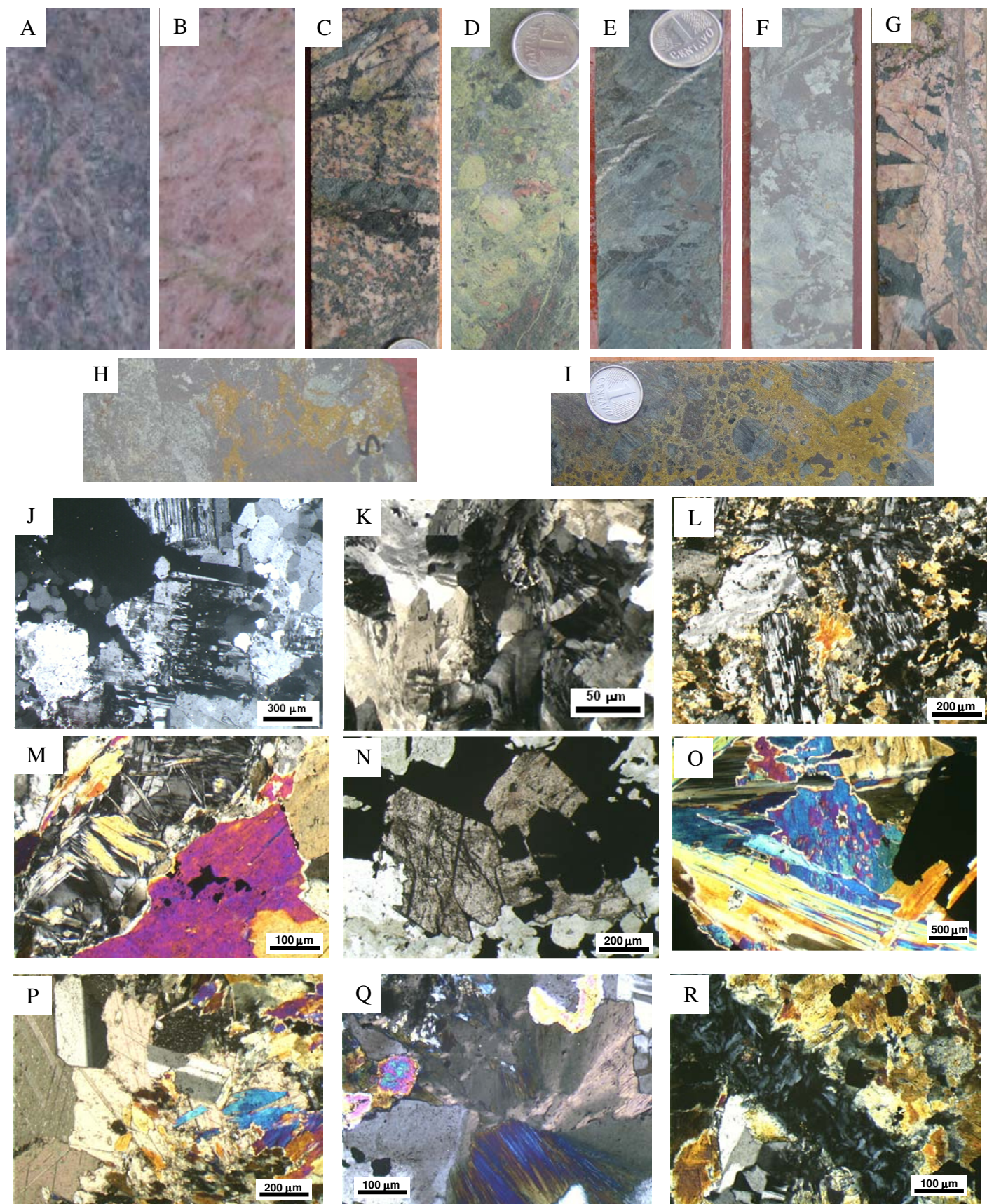
Alteração Sódica

A alteração sódica, caracterizada pela formação de albita rosa, é o primeiro estágio de alteração hidrotermal que modifica amplamente o granito e, subordinadamente, as metavulcânicas félsicas encontradas no depósito de Sossego, em especial na região da capa das brechas sulfetadas. A albitização venular a pervasiva sobre as rochas graníticas é identificada regionalmente, em direção a outros alvos, como Bacaba e Visconde, bem como no Complexo Xingu. A tonalidade rosa observada nas rochas metassomatizadas é decorrente da presença de inclusões de hematita nos cristais de albita.

A albita oblitera a textura alotriomórfica quartzo–feldspática original do granito, substituindo total ou parcialmente o plagioclásio e o feldspato potássico (Figs. 3.6A-B). A albita ocorre de forma pervasiva pelo granito, em cristais anédricos a subédricos em forma de leque ou alongados e, caracteristicamente, possui um padrão de extinção alternado, denominado “tabuleiro de xadrez” (Fig. 3.6J-K).

A alteração albítica mostra evidências de que tende, em princípio, a se desenvolver ao longo das zonas de cisalhamento regionais e depois se torna amplamente pervasiva. Albita pode mostrar extinção ondulante e incipiente formação de subgrãos e recristalização. A intensificação da milonitização provoca o aumento na deformação da albita.

A cristalização de albita hidrotermal é um evento recorrente e se manifesta na forma de vênulas e bolsões irregulares (em associação com epidoto±calcopirita), que cortam as rochas graníticas e gabros, que já podem estar substituídos previamente pela assembléia cálcica. Vênulas tardias de albita rosa também podem cortar os actinolititos e os intervalos com brechas mineralizadas.



Silicificação

Em termos regionais e em escala do corpo de minério, associada à albitização, também se verifica a formação de zonas com intensa silicificação, que têm sua evolução estruturalmente controlada, de acordo com a intensidade de milonitização das rochas encaixantes.

A silicificação refere-se à formação de massas e agregados de quartzo intersticiais associados à albita neoformada. Ocorre preferencialmente nas porções cisalhadas do granito, em bolsões sigmoidais envolvidos por bandas formadas por fases cálcicas, como actinolita e epidoto. Também está presente na lapa do minério, na forma de bolsões ou fitas de cristais estirados de quartzo, com extinção ondulante e contatos serrilhados, ou em agregados recristalizados com contatos poligonizados. Na região de lapa pode haver bandamento, com domínios constituídos de quartzo recristalizado+feldspato alternados com domínios ricos em biotita±clorita.

A ocorrência de quartzo é relativamente reduzida na zona de actinolitito e no minério, incluindo pequenas massas centimétricas intercrescidas com actinolita e magnetita±calcopirita e cristais de quartzo subhedrais envolvidos por calcopirita na matriz da brecha.

Figura 3.6 - Feições características dos estágios de alteração hidrotermal e da mineralização no corpo Sequeirinho. (A) albitização parcial do granito encaixante da brecha sulfetada Sequeirinho (largura do testemunho de cerca de 3,5 cm) (259/69,70 m). (B) substituição pervasiva do granito por albita, conferindo tonalidade rosa à rocha metassomatizada. (C) granito com alteração sódico-cálcica pervasiva, cortado por vênulas de actinolita grossa; estas vênulas adicionam mais albita-actinolita-epidoto (halo) ao granito (99/259,05 m). (D) epidotização intensa do granito substituído previamente pela assembléia sódico-cálcica e potássica (280/558,96 m). (E) actinolitito desenvolvido sobre gabro e granito, formado por cristais grossos de actinolita e magnetita, cortado por vênula de carbonato (99/312,67 m). (F) brecha do actinolitito com formação de magnetita, que resulta em corpos de magnetitito, próximos aos intervalos de brecha sulfetada. (G) intervalo do actinolitito rico em apatita, próximo ao intervalo de brecha sulfetada; note o fraturamento nos cristais de apatita e a entrada tardia de calcopirita (259/262,87 m). (H) entrada tardia de calcopirita em rocha rica em magnetita e actinolita. (I) textura típica da brecha sulfetada Sequeirinho: matriz rica em calcopirita com clastos geralmente arredondados e de tamanhos variáveis de actinolitito/magnetitito. (J) feldspatos ígneos parcialmente substituído por albita (luz transmitida, com analisador). (K) albita em leque com extinção tabuleiro de xadrez que destrói a textura ígnea do granito Sequeirinho (luz transmitida, com analisador). (L) albita rosa em associação com actinolita no granito submetido a alteração sódico-cálcica (22/273,78 m, luz transmitida, com analisador). (M) contato de granito metassomatizado (associação albita-actinolita) com vênula de actinolita grossa±magnetita±calcopirita; observe o crescimento de actinolita acicular-fibrosa que se desenvolve gradativamente sobre a rocha granítica e sobre a albita com extinção em “tabuleiro de xadrez”, a partir destas vênulas (22/273,78 m, luz transmitida, com analisador). (N) titanita euhedral em associação com actinolita-magnetita (352/198 m, luz transmitida, sem analisador); (O) anfibólio grosso-magnetita no actinolitito, com intercrescimento entre anfibólio prismático e anhedral (352/198 m, luz transmitida, com analisador). (P) cristais grossos de carbonato em associação com actinolita-feldspato (352/205,8 m, luz transmitida, com analisador). (Q) clorita fibrosa substituindo parcialmente actinolita em granito metassomatizado (352/138,6 m, luz transmitida, com analisador). (R) vênula de clorita microagregada em granito com assembléia sódico-cálcica (actinolita-albita-magnetita) (352/138,6 m, luz transmitida, com analisador).

Alteração Sódico–Cálcica

Na seqüência dos eventos metassomáticos, tem-se a alteração sódico–cálcica venular a pervasiva, relacionada à formação adicional de albita associada a quantidades variadas de anfibólio, epidoto, magnetita, titanita e, subordinadamente, calcita, que se sobrepõe à alteração sódica no granito e gabro/diorito. A magnetita associada à assembléia de minerais da alteração sódico–cálcica é representada por cristais finos subédricos a euédricos.

Inicialmente ocorre na forma de vênulas que afetam as rochas encaixantes por dezenas de metros. No entorno do depósito, e mesmo em gnaisses do Complexo Xingu, as vênulas geralmente apresentam um padrão caracterizado por predomínio de actinolita no centro e uma salbanda de albita rosa±epidoto±actinolita.

Esse estilo de alteração venular evolui para um padrão pervasivo, onde freqüentemente ocorrem vênulas com actinolita mais grossa e magnetita cortando a rocha (Fig. 3.6C). A actinolita oblitera a textura do granito e ocorre em cristais subhedrais a euhedrais, associados à albita rosa, epidoto, titanita e magnetita (Figs. 3.6L-N).

Próximo ao contato com o gabro, em setores cisalhados, há a presença de um anfibólio com zonamento composicional e forte pleocroísmo em cor azul a verde (ferro edenita a hastingsita; Monteiro *et al.* 2004 e 2008a, b), que ocorre associado à albita, magnetita e quartzo. No entanto, a actinolita é o anfibólio dominante e faz parte de uma assembléia formada por albita–epidoto–quartzo–titanita. No gabro/diorito também se encontram esses dois anfibólios, novamente com predomínio da associação actinolita–magnetita–clorita–quartzo±titanita. Os anfibólios (±clorita) substituem intensamente os cristais de piroxênio ígneos, que ocorrem como relíquias em textura subofítica contendo ripas de plagioclásio com intensa saussuritização (±albitização).

A formação intensa e recorrente de epidoto venular a pervasivo é encontrada com freqüência sobre o granito e gabro previamente alterados e pode ser dominante em certos intervalos (Fig. 3.6D). Vênulas de epidoto±carbonato±magnetita ou epidoto±carbonato±calcopirita com halos de albita rosa são freqüentes e cortam as rochas graníticas ou gabróicas já substituídas por alteração sódica ou cálcica.

O carbonato é uma fase subordinada, dispondo-se em microvênulas ou de forma disseminada em microagregados ou cristais euhedrais grossos pelo granito metassomatizado, em associação com actinolita, principalmente. (Fig. 3.6P).

Formação de actinolítico, metassomatismo de Fe e cristalização de apatita

A incidência de fraturas e vênulas com actinolita±magnetita de maior granulação e paralelas a foliação milonítica, e sua intensificação em direção aos intervalos de brecha sulfetada, levam a substituição completa das rochas encaixantes, originando os actinolíticos (Fig. 3.6E). Os actinolíticos ocorrem notadamente próximos a corpos de gabro/diorito.

A formação de grande quantidade de magnetita, inicialmente acompanhando a foliação milonítica, pode provocar a “brechação” do actinolítico (Fig. 3.6F), de forma que setores ricos em óxido de Fe constituam corpos de magnetitito. Os cristais de actinolita no entorno dos magnetititos são conspicuamente mais grossos podendo atingir dimensões de 4 a 5 cm. De modo semelhante ao corpo Sossego–Curral, a hematita ocorre como produto de substituição parcial da magnetita ou como plaquetas inclusas em calcopirita (Fig. 3.8F).

Especialmente associada aos intervalos de actinolítico e brecha sulfetada encontram-se concentrações e vênulas de apatita, com a presença de cristais rosa, anhedrais a euhedrais com até 8-10 cm de comprimento (Fig. 3.6G). A apatita ocorre associada à actinolita ou magnetita e freqüentemente está fraturada ou brechada, com preenchimento por magnetita e/ou calcopirita. A apatita apresenta inclusões de monazita (\pm quartzo \pm calcopirita \pm magnetita) e epidoto/allanita (Figs. 3.7A-D).

A formação de actinolita é um evento recorrente, que se intensifica em direção ao corpo de brecha e substitui progressivamente o granito até produzir a zona de actinolítico, habitualmente situada próxima a corpos de gabro. O actinolítico, formado essencialmente por actinolita e magnetita (Fig. 3.6O), destrói completamente a textura do granito e pode conter cristais idiomórficos de actinolita com até 5 cm de comprimento.

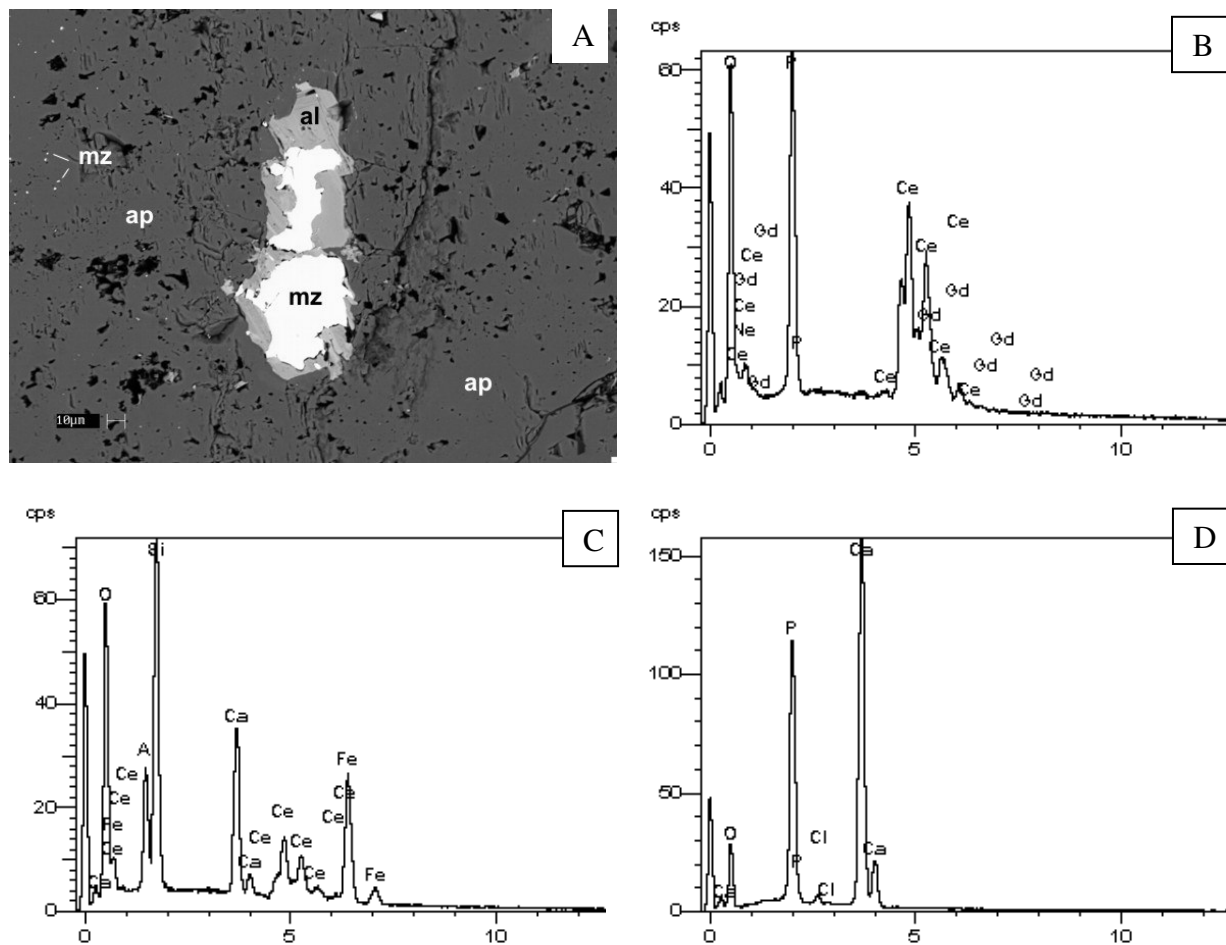


Figura 3.7 – Imagem por MEV e espectros de vênulas de apatita associada a actinolítico e brecha mineralizada. (A) Imagem de elétrons retro-espalhados de apatita (ap) com inclusões de monazita (mz) e de Ce-allanita(al). Na Ce-allanita ocorre uma grande inclusão de monazita. (SOS259/267,15). (B) Espectro da monazita incluída na allanita. (C) Espectro da Ce-allanita incluída na apatita. (D) Espectro da apatita.

Alteração Potássica e Cloritização

Eventos de ocorrência restrita no sistema hidrotermal Sequeirinho dizem respeito à alteração potássica e cloritização, geralmente relacionadas aos intervalos mineralizados e de actinolíticos ou à zona de milonitos da lapa do minério.

Na cava da mina, em associação com actinolítico/magnetítico e com zonas de brechas sulfetadas de alto teor são identificadas de vênulas até zonas métricas ricas em feldspato potássico vermelho, que também pode formar halo disperso ao redor de vênulas com calcopirita. A biotita (feldspato potássico) é encontrada em grande quantidade ao longo da foliação nas rochas miloníticas e, muito subordinadamente, em actinolíticos.

A clorita substitui parcialmente a actinolita nos intervalos de actinolitos e alteração sódico-cálcica (Fig. 3.6Q) e também ocorre associada à actinolita, epidoto e apatita na matriz das brechas. Também ocorre como produto de alteração da biotita nos intervalos com intensa milonitização, na lapa do minério. Vênulas esporádicas de clorita são encontradas cortando granito e gabro com alteração sódico-cálcica (actinolita-albita-magnetita) (Fig. 3.6R).

Mineralização

Vênulas e ocorrências esparsas de calcopirita, em associação com epidoto±albita±quartzo±carbonato, ocorrem aleatoriamente pelas rochas encaixantes. A fase principal de sulfetação está intimamente associada à zona de actinolito/magnetito (Fig. 3.6H) e corpos de gabro/diorito e corresponde ao estágio final de um processo de formação sucessiva de fases hidrotermais, na ordem actinolita-magnetita±apatita-sulfeto, que resulta na brecha Sequeirinho (Fig. 3.6I). O sulfeto dominante é a calcopirita, que constitui o principal componente da matriz da brecha nos intervalos de alto teor. A calcopirita forma massas irregulares que envolvem cristais euhedrais de actinolita, magnetita, apatita, epidoto e quartzo (escapolita), penetrando ao longo de seus planos de clivagem e fraturas (Figs. 3.8A-C). A magnetita pode ser parcialmente substituída por hematita, que também ocorre como ripas imersas na calcopirita (Fig. 3.8F). Como inclusões ou associada à calcopirita encontram-se cristais subidiomórficos de pirita, siegenita e millerita (Figs. 3.8D-E), além de inclusões menores de hessita (AgTe), melonita (NiTe₂), Pd-melonita (Figs. 3.9A-C), molibdenita (Fig. 3.9C), galena, esfalerita, cassiterita, thorita e Cu nativo (Figs. 3.9D-E).

O ouro com 10-15% Ag ocorre incluso na calcopirita, magnetita e, em menor proporção, na titanita e epidoto; também está associado à pirita-magnetita (Fig. 3.9F). Cristais zonados de Ce-allanita e epidoto ocorrem inclusos ou associados à calcopirita (Figs. 3.10A-B). Inclusões de Cu nativo e thorita também são encontradas na allanita (Figs. 3.10C-D).

As feições texturais encontradas nas brechas indicam que a mineralização ocorreu em um ambiente essencialmente rúptil, com a calcopirita não-deformada preenchendo fraturas e planos de clivagem dos minerais da matriz das brechas sulfetadas. Apenas localmente encontra-se calcopirita com evidências de deformação, muito embora não haja sinais de orientação de minerais de alteração ou sulfetos, assim como qualquer foliação nas zonas mineralizadas.

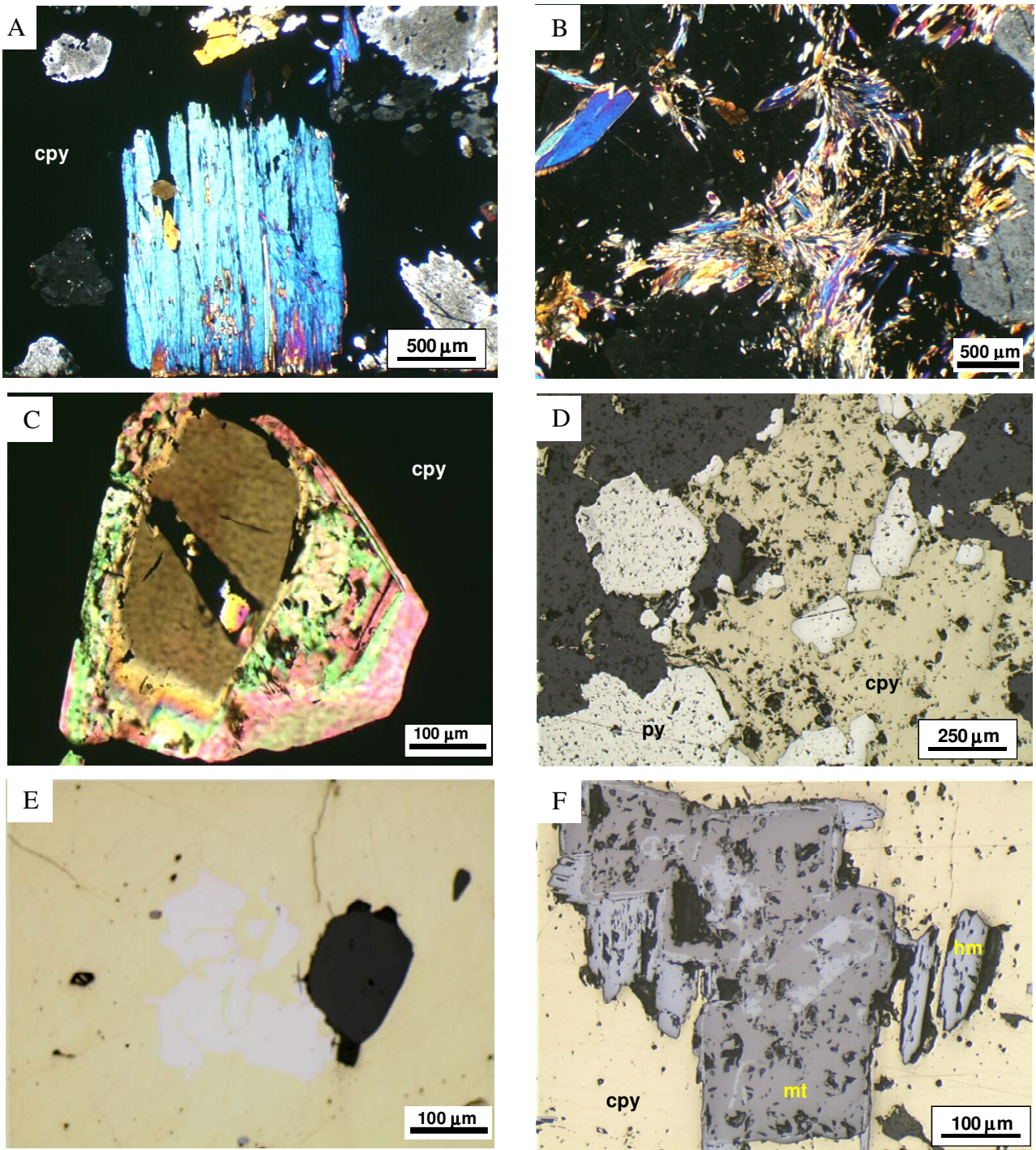


Figura 3.8 – Feições texturais e associações minerais na brecha sulfetada Sequeirinho. (A) cristal euhedral de actinolita e quartzo imersos em calcopirita (amostra RPX-SEQ, luz transmitida, com analisador). (B) cristais fibrorradiados de actinolita e apatita hexagonal (cinza-médio) imersos em calcopirita (259/210,4 m, luz transmitida, com analisador). (C) cristal zonado de epidoto imerso em calcopirita (259/210,4 m, luz transmitida, com analisador). (D) associação pirita–calcopirita em actinolitito brechado (luz refletida, sem analisador). (E) siegenita inclusa na calcopirita (259/210,4 m, luz refletida, sem analisador). (F) magnetita subidiomórfica (cinza escuro) com exsoluções de hematita em associação com ripas de hematita (cinza-claro), inclusas em calcopirita (amarelo) (259/210,40 m, luz refletida, sem analisador).

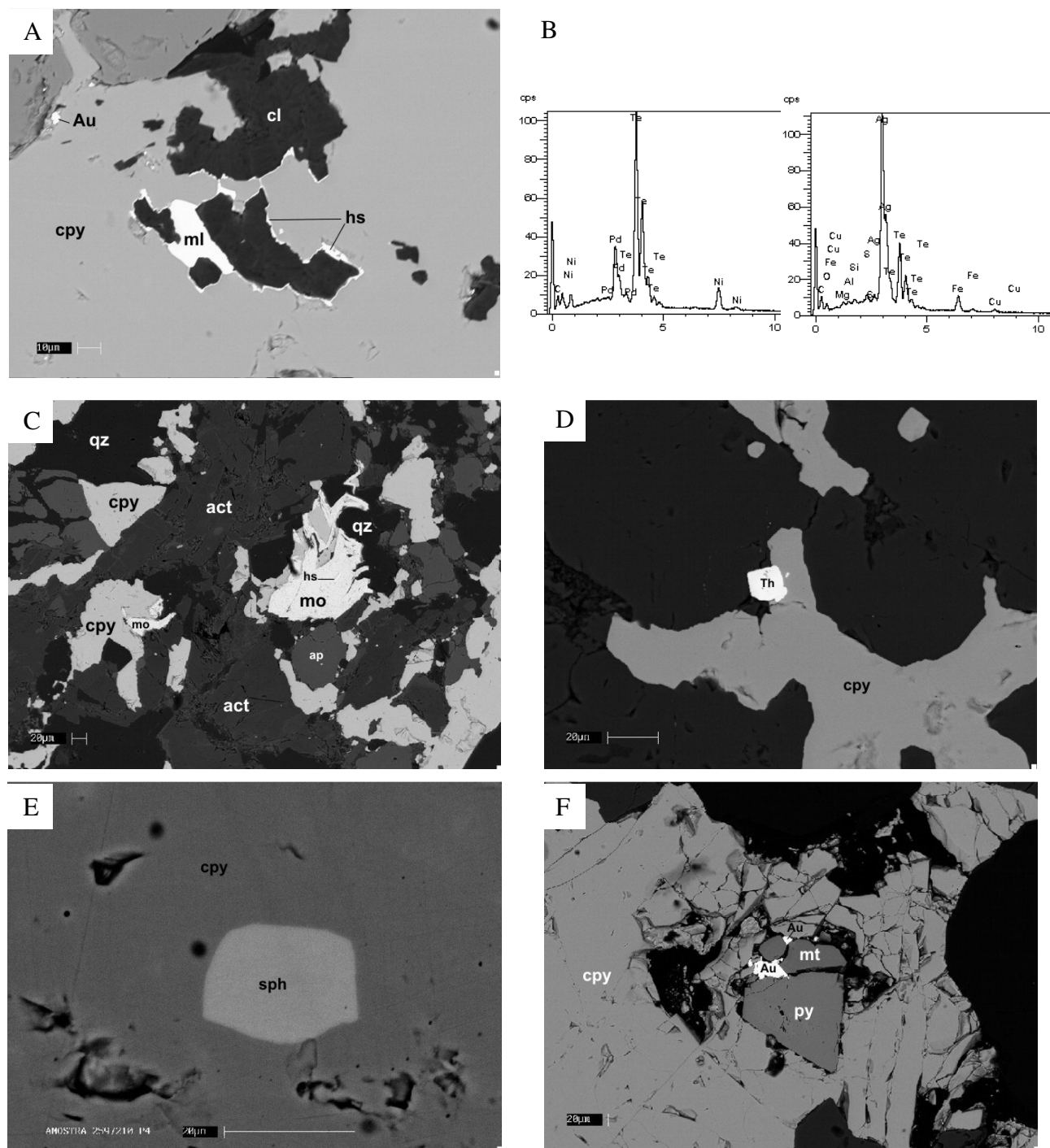


Figura 3.9 – Imagens por MEV e espectros de inclusões em calcopirita. (A) Imagem de elétrons retro-espalhados de ouro (Au), Pd-melonita (ml), hessita (hs) e clorita (cl) incluídos em calcopirita (cpy). Notar que a hessita ocorre como um filme no contato silicato–calcopirita (SOS 99/304,40). (B) Espectros EDS da Pd-melonita (NiPdTe) e hessita (AgTe). (C) Imagem de elétrons retro-espalhados de molibdenita (mo) incluída na calcopirita (cpy) e em associação com actinolita (act), quartzo (qz) e apatita (ap). Hessita (hs) aparece incluída na molibdenita (SOS259/266,14). (D) Imagem de elétrons retro-espalhados de thorita (Th) em associação ou incluída em calcopirita (cpy) (SOS259/266,14). (E) Imagem de elétrons retro-espalhados de esfalerita (sph) incluída em calcopirita (259/210). (F) Imagem de elétrons retro-espalhados de ouro (Au) incluído ou em associação com calcopirita (cpy), pirita (py) e magnetita (mt) (SOS259/266,14).

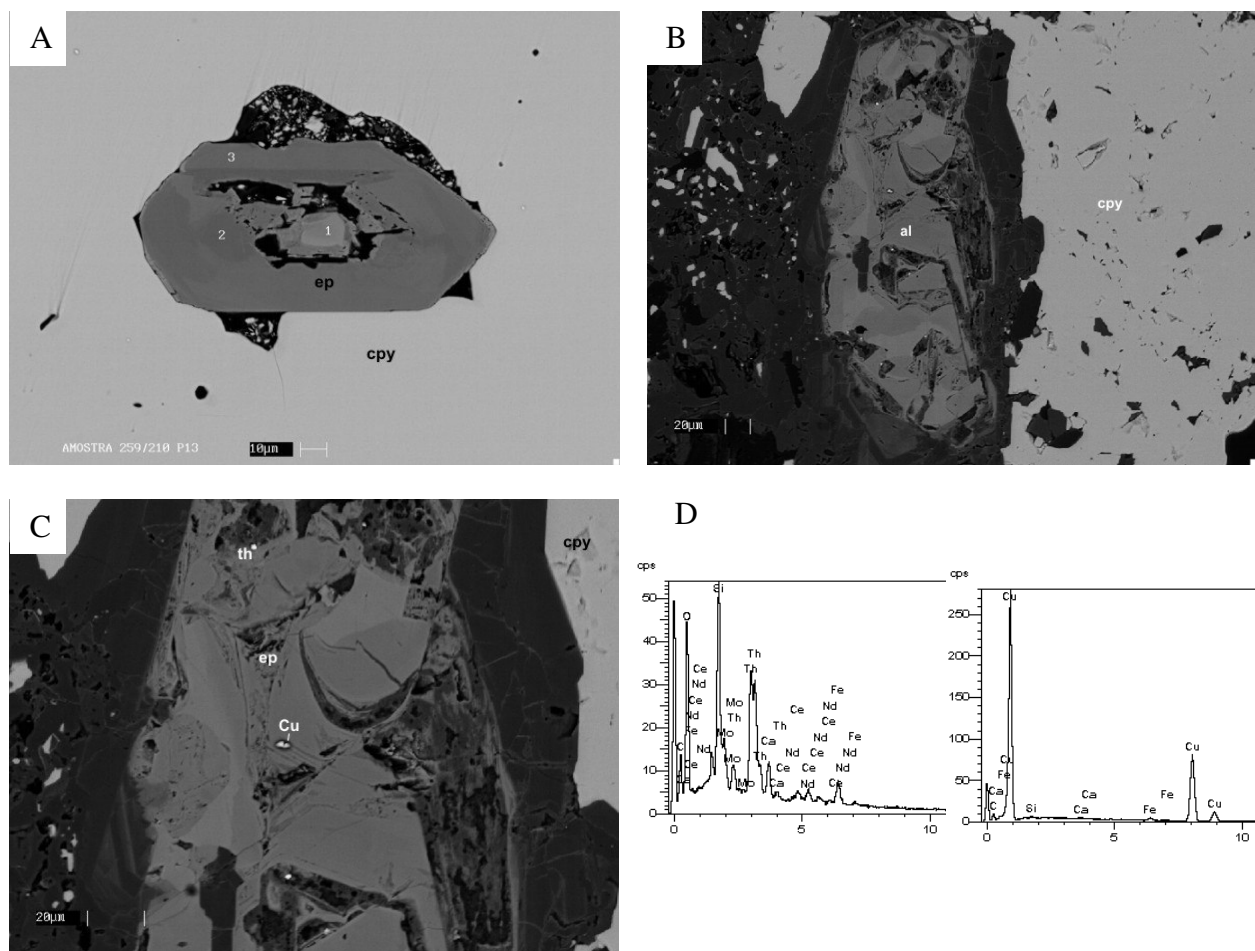


Figura 3.10 – Imagens por MEV e espectros de epidoto/allanita zonados inclusos ou associados à calcopirita. (A) Imagem de elétrons retro-espalhados de epidoto (ep) zonado incluído na calcopirita (SOS259/210). (B) Imagem de elétrons retro-espalhados de Ce-allanita (al) zonada associada à calcopirita (SOS259/266,14). (C) detalhe de Ce-allanita zonada (b) com inclusões de thorita (th) e Cu nativo. (E) Espectros EDS de thorita e Cu nativo inclusos na allanita.

Alterações tardias

Vênulas tardias, pós mineralização, contendo epidoto±carbonato±calcopirita ou bolsões de quartzo±calcopirita são comuns e cortam tanto o granito e gabro hidrotermalizados como os actinolitos. Microvênulas de calcita–albita±calcopirita também seccionam o actinolito e as brechas mineralizadas.

A síntese da sequência dos eventos de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes do corpo Sequeirinho, considerando a ordem de formação das paragêneses, é apresentada na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Síntese dos estágios de alteração hidrotermal e mineralização e respectivas paragêneses minerais representativas que substituem as rochas encaixantes do corpo Sequeirinho.

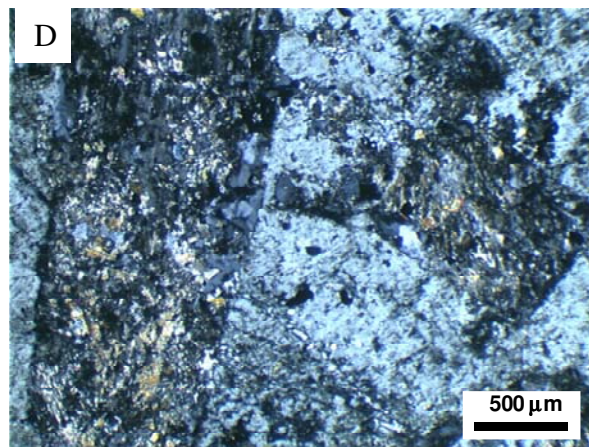
	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL							MINERALIZAÇÃO	Epidotização / Carbonatização / Silicificação
	Sódica	Silicificação	Sódica-Cálcica	Formação de actinolita	Formação de apatita e óxido de Fe	Potássica	Cloritização		
albita	■		■						■
quartzo		■	■					■	■
epidoto		■	■					■	■
allanita			■					■	
hastingsita			■						
actinolita			■	■				■	
titanita			■						
magnetita			■	■	■			■	
hematita					■	■			
apatita					■			■	
K-feldspato						■			
biotita						■			■
calcita			■						■
clorita							■		■
escapolita									■
calcopirita								■	■
pirita								■	
siegenita								■	
millerita								■	
Pd-melonita								■	
hessita								■	
ouro								■	
cobre								■	
molibdenita								■	
esfalerita								■	
galena								■	
cassiterita								■	

3.3. CORPO BAIANO

O corpo ou setor Baiano refere-se à extensão leste do corpo Sequeirinho e está inserido predominantemente no gabro, ocorrendo rochas graníticas, intrusivas ácidas (quartzo pórfiro) e biotita–turmalina–clorita–escapolita–actinolita milonitos associadas.

O gabro tem textura ofítica a subofítica, média a grossa e, à semelhança daqueles existentes nos outros corpos de minério, é constituído por ripas de plagioclásio intensamente saussuritizado envolvidas por anfibólios (actinolita/hastingsita) que ocorrem como pseudomorfos de piroxênio (Figs. 3.11A e C). Relíquias de piroxênio ainda são encontradas em setores menos alterados.

O gabro e granito apresentam deformação dúctil variável, sendo encontrados intervalos isotrópicos que gradam para outros intensamente deformados (Fig. 3.11E). Os contatos entre gabro e granito são marcados por intervalos de milonitos ricos em biotita–quartzo, sendo o granito obliterado pela formação de actinolita.



O gabro é afetado por alteração sódico-cálcica com assembléia de minerais (albita-actinolita-epidoto) semelhante àquela identificada no corpo Sequeirinho. Grande parte da rocha foi intensamente substituída por actinolita±magnetita (Figs. 3.11B e D), formando os actinolitos. Intervalos de actinolito isotrópico, com cristais grossos de actinolita (Fig. 3.11F), ocorrem entre setores com alta deformação dúctil. De modo análogo ao evento registrado no granito encaixante do corpo Sequeirinho, nos setores com intenso cisalhamento, onde há formação de bandas ricas em albita-epidoto e actinolita, podem ocorrer vênulas concordantes de actinolita±magnetita grossas (Fig. 3.11G), que dão origem aos actinolitos quando há intensificação dessa alteração hidrotermal.

Vênulas de epidoto-albita rosa±carbonato±actinolita±calcopirita cortam o gabro substituído pela assembléia sódico-cálcica ou pelo actinolito. Estas vênulas podem apresentar zonamento, com epidoto±carbonato no centro e albita rosa ou magnetita formando um halo difuso (Fig. 3.11H). Epidoto frequentemente substitui a albita rosa e pode constituir intervalos dominados por epidotização. Outro padrão de zonamento ocorre em vênulas com magnetita±calcopirita no centro e halo de albita rosa-epidoto±actinolita (Fig. 3.11I).

Vênulas de quartzo±albita ou calcita±quartzo, com ou sem calcopirita disseminada±magnetita±actinolita±epidoto, cortam o gabro. Injeções de quartzo±epidoto±calcita±óxido de Fe podem formar intervalos centimétricos brechados, com desenvolvimento de textura em pente (Fig. 3.11J). Pintas de calcopirita podem ocorrer dispersas nessas injeções ricas em quartzo.

Figura 3.11 – Estilos de alteração hidrotermal, deformação e mineralização no corpo Baiano. (A) Textura ígnea do gabro alterado. (B) Intensificação da substituição do gabro por actinolita (SOS279/126,15). (C) textura ígnea do gabro com plagioclásio saussuritizado e anfibólios como pseudomorfos de piroxênio (luz transmitida, com analisador). (D) intensificação da substituição dos minerais ígneos por alteração cálcica (luz transmitida, com analisador). (E) Intensa deformação dúctil sobre rocha encaixante hidrotermalizada do corpo Baiano (actinolita-epidoto-albita) (SOS132/10,9). (F) Actinolito encontrado em furo do corpo Baiano com fissuras preenchidas por calcopirita (SOS132/5,5). (G) Vênulas de actinolita grossa concordante com a foliação milonítica (actinolita-epidoto) (SOS132/11). (H) Vênulas de epidoto±carbonato com halo de albita rosa em gabro com alteração sódico-cálcica (SOS279/191,2). (I) Venulação com magnetita-calcopirita (centro) e albita-epidoto (halo) em gabro com alteração sódico-cálcica (SOS279/95). (J) Injeções de quartzo-calcita-epidoto-óxido de Fe com textura em pente provoca a brechação do gabro alterado (SOS132/396,5). (K) Concentração de calcopirita-magnetita em gabro alterado. Fissuras com epidoto-calcita ou calcita-óxido de Fe também cortam ao gabro (SOS279/195,3). (L) Vênulas de albita rosa-epidoto-calcopirita produzindo brechação incipiente sobre actinolito (SOS132/101,5).

As fracas mineralizações desse corpo correspondem a vênulas (Figs. 3.11I-L), fraturas (Fig. 3.11F) e disseminações (Fig. 3.11K) de calcopirita hospedadas no gabro (granito) afetado por alteração sódico-cálcica e pela formação de actinolitos/magnetitito. Intensa venulação de albita rosa-epidoto-calcopirita pode provocar brechação local no gabro (Fig. 3.11L). A calcopirita ocorre em associação com albita rosa-epidoto, quartzo-carbonato \pm óxido de Fe ou magnetita.

3.4. CORPO PISTA

O corpo Pista, situado no contato W do corpo Sequeirinho, está inserido em rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, que apresentam intercalações de lentes de metaultramáficas e são seccionadas por diques de gabro. Essas litologias registram deformação a taxas variáveis com sobreposição por estágios de metassomatismo.

O gabro mostra textura e composição semelhante ao litotipo encontrado nos demais corpos de minério. É intensamente substituído por anfibólio-magnetita \pm clorita \pm epidoto disseminado e cortado por vênulas de magnetita \pm calcopirita ou albita rosa-(escapolita)-quartzo \pm epidoto-carbonato \pm calcopirita.

As rochas metaultramáficas são constituídas por talco com relictos de olivina (Torresi 2005) e anfibólio (Fig. 3.12A). Contêm grande quantidade de magnetita pervasiva em determinados intervalos, bem como vênulas ou disseminações localizadas de calcopirita ou arsenopirita \pm pirrotita ou magnetita \pm quartzo ou ainda somente carbonato.

As metavulcânicas félsicas dominam a seqüência e são semelhantes às aquelas encontradas no final de furos que interceptam o corpo Sequeirinho. Caracteristicamente mostram cor cinza-escura a acastanhada (quando menos alterada e cisalhada) e textura porfirítica com fenocristais de quartzo e feldspatos imersos em matriz quartzo-feldspática muito fina a afanítica (Figs. 3.12B-D). Fenocristais de quartzo exibem contornos arredondados e golfos de corrosão decorrentes de absorção parcial pelo magma em cristalização rápida (Fig. 3.12C).

A deformação provoca o desenvolvimento de uma foliação milonítica ao longo da qual se amoldam os fenocristais de quartzo e feldspato da metavulcânica félsica. Os planos de cisalhamento também se constituem em controladores iniciais dos principais tipos de alteração hidrotermal e inclusive de uma parcela da mineralização de Cu.

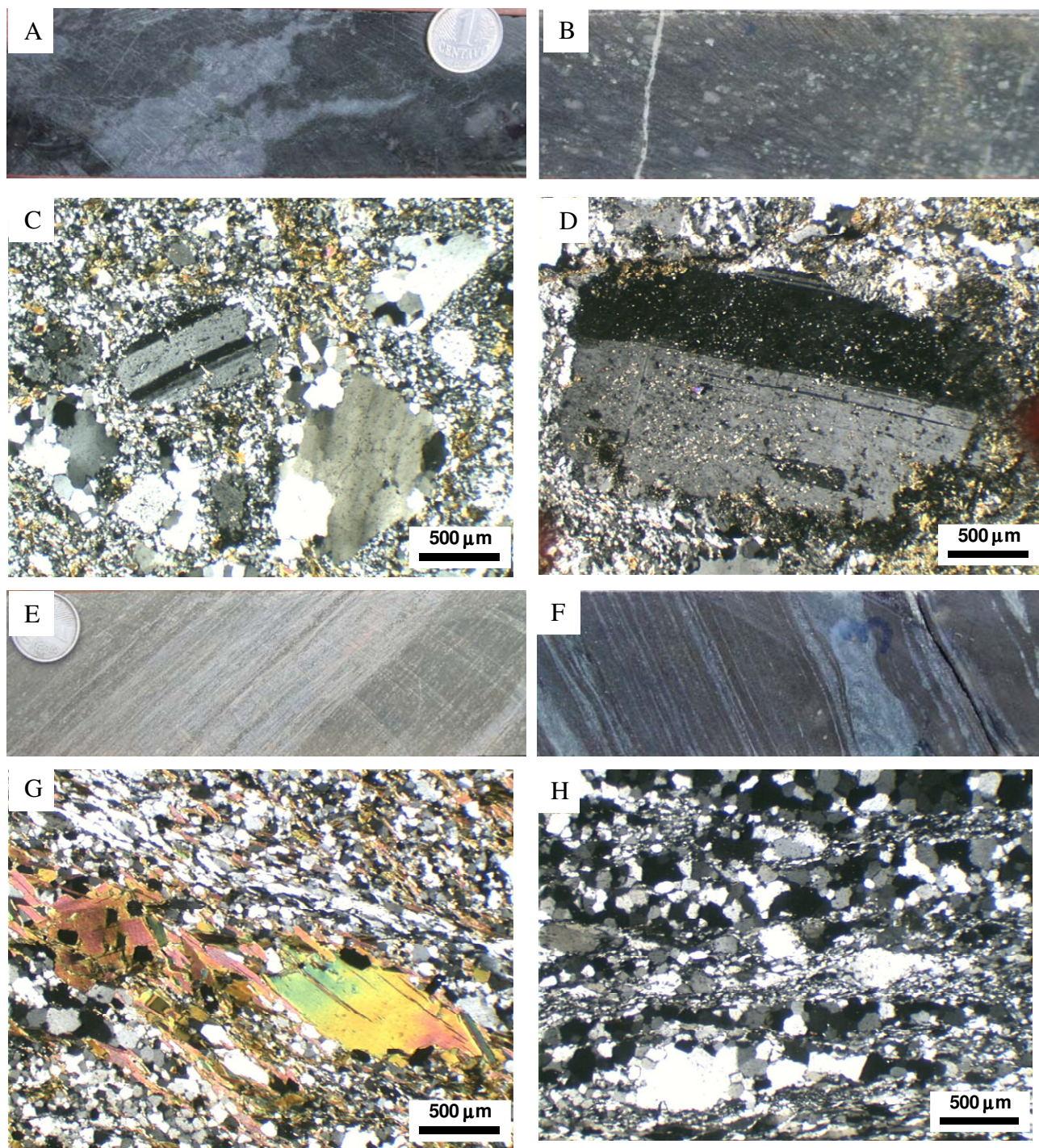


Figura 3.12 – Principais litologias do corpo Pista. (A) rocha ultramáfica rica em talco. (B) rocha metavulcânica félsica fracamente hidrotermalizada com fenocristais de quartzo e feldspato. (C) e (D) fenocristais de feldspato e quartzo imersos em matriz com quartzo, feldspato e biotita (luz transmitida, com analisador). (E) biotita milonito desenvolvido sobre rocha metavulcânica félsica. (F) biotita milonito com bandamento formado por bandas ricas em biotita alternadas com bandas ricas em quartzo. (G) biotita milonito com alinhamento de faixas miloníticas ricas em biotita alternada com faixas ricas em quartzo (luz transmitida, com analisador). (H) textura milonítica das bandas ricas em quartzo (foto em F) do biotita milonito (luz transmitida, com analisador).

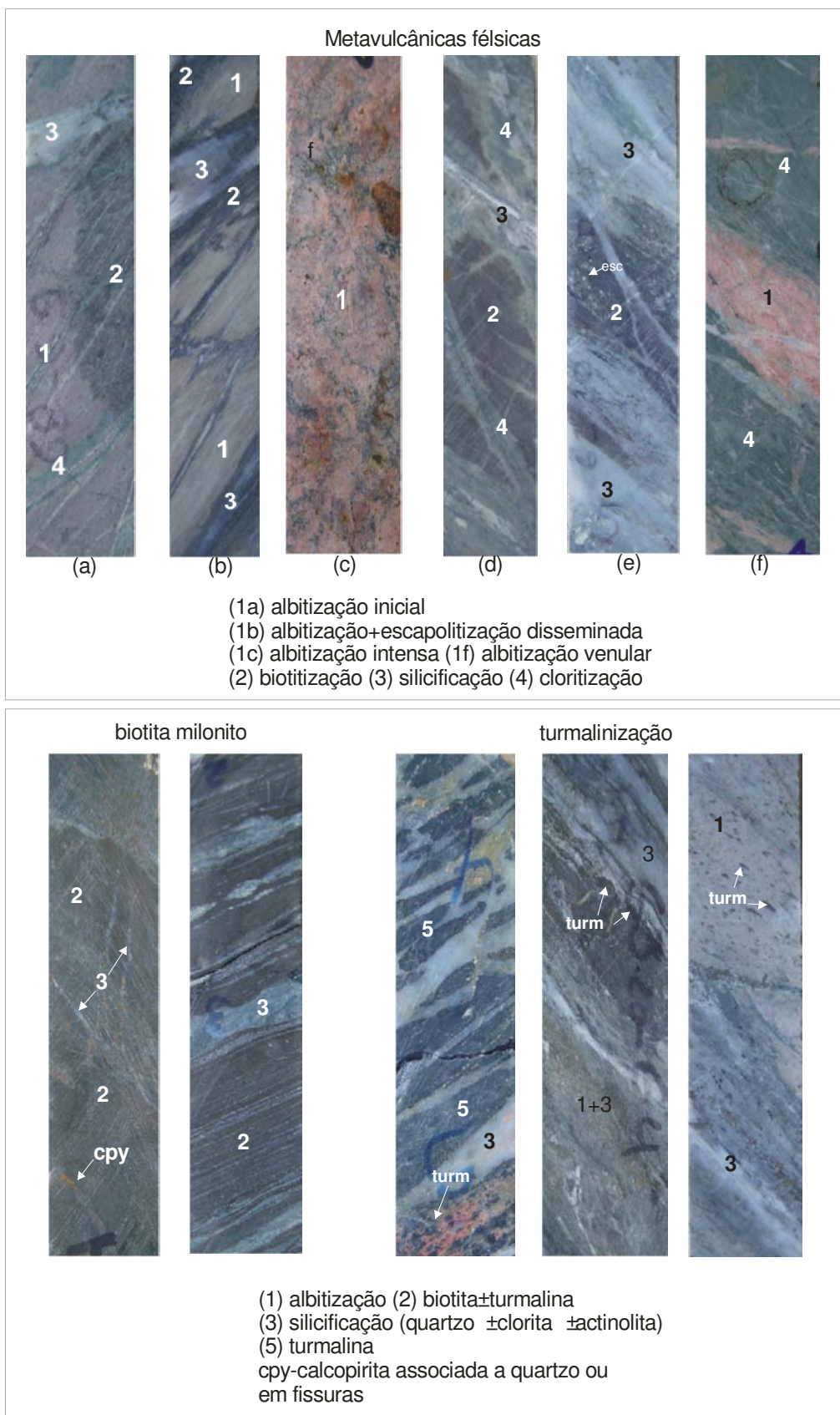


Figura 3.13 – Tipos e feições das alterações hidrotermais no corpo Pista.

Os principais estágios de alteração hidrotermal registrados nas metavulcânicas félsicas são albitização, silicificação, turmalinização, biotitização, cloritização e escapolitização, além de formação localizada de actinolita e epidoto–calcita.

O evento regional e inicial de formação de albita rosa também afetou as metavulcânicas félsicas, sendo reconhecido em setores menos intensamente deformados e não obliterado por assembléias de alteração subseqüentes (Fig. 3.13). Uma diferença do metassomatismo nas metavulcânicas diz respeito à conspícua formação de escapolita, provavelmente substituindo a albita hidrotermal. A escapolita ocorre em um primeiro estágio de forma pervasiva, concomitante com o cisalhamento e anterior a silicificação (Fig. 3.13). Vênulas posteriores ricas em escapolita mostram a sua ocorrência em vários estágios.

A silicificação é um evento importante, ao qual se associa parte da calcopirita, e tem início com venulações/injeções de sílica incolor a branca leitosa (quartzo, calcedônia, sílex) concordantes ou não com a foliação milonítica (Fig. 3.13). A substituição por sílica isola núcleos de metavulcânica albitizada (\pm escapolita) ou biotitizada, criando um aspecto fragmentado e pode se tornar difundida, substituindo integralmente a metavulcânica félsica em intervalos decimétricos.

Ao longo da foliação milonítica são encontrados agregados de cristais de turmalina, que também pode ocorrer como porfiroblastos ou massas alongadas de microcristais intercaladas com bandas ricas em sílica. A turmalina também está associada a anfíbólio, albita, clorita ou biotita em faixas intercaladas com zonas ricas em sílica. A turmalina ocorre como cristais estirados em metavulcânica albitizada, paralelos a foliação milonítica.

Vinculado às zonas de silicificação pode ocorrer um halo rico em biotita que substitui a rocha metavulcânica. O avanço dessa alteração conduz a grandes intervalos dominados por biotita (biotita milonitos) (Figs. 3.12E-H). Associado a biotita ocorre quartzo, magnetita, turmalina e allanita. Os biotita–milonitos são cortados por vênulas de quartzo \pm calcopirita ou apresentam feição bandada com alternância de bandas ricas em sílica com bandas ricas em biotita \pm turmalina.

A clorita substitui parcialmente a biotita presente como halo das zonas silicificadas e pode se tornar dominante, invadindo a rocha encaixante. Vênulas de quartzo com halo de clorita

também pode cortar zonas da metavulcânica substituída por biotita pervasiva. Nesse caso, o halo de clorita promove a substituição da biotita de forma difusa.

Próximo aos intervalos mineralizados, especialmente onde aparecem brechas semelhantes a brecha Sequeirinho, porém com fragmentos da metavulcânica alterada, há um enriquecimento em actinolita–(albita)±calcopirita (em fissuras). O enriquecimento gera actinolitos que também podem ter magnetita em abundância.

A mineralização a base de calcopirita±pirita±molibdenita±pirrotita apresenta as seguintes formas de ocorrência (Fig. 3.14): (i) disseminada em filmes ao longo da foliação milonítica da metavulcânica félsica (Fig. 3.14A); (ii) associada a zonas de silicificação concordantes ou não com a foliação, na forma de pintas e disseminações em associação (envolvendo e preenchendo fraturas) com quartzo, turmalina, albita (Fig. 3.14B); (iii) em fissuras e fraturas que cortam as zonas silicificadas e não seguem os planos de cisalhamento (Fig. 3.14C); (iv) em veios com quartzo e calcita que apresentam textura de preenchimento de espaços abertos (Fig. 3.14D); e (v) na matriz de brechas semelhantes àquela do corpo Sequeirinho (Figs. 3.14E–G).

A brecha contém fragmentos arredondados a subangulosos de rocha metavulcânica parcialmente alterada (protólito ainda reconhecido) cimentados por calcopirita com quantidades variáveis de magnetita–actinolita. Como envelope da brecha, intervalos de actinolito brechado e rico em magnetita (magnetitito) mostram o preenchimento final por calcopirita intersticial, idêntico à relação encontrada no corpo Sequeirinho.

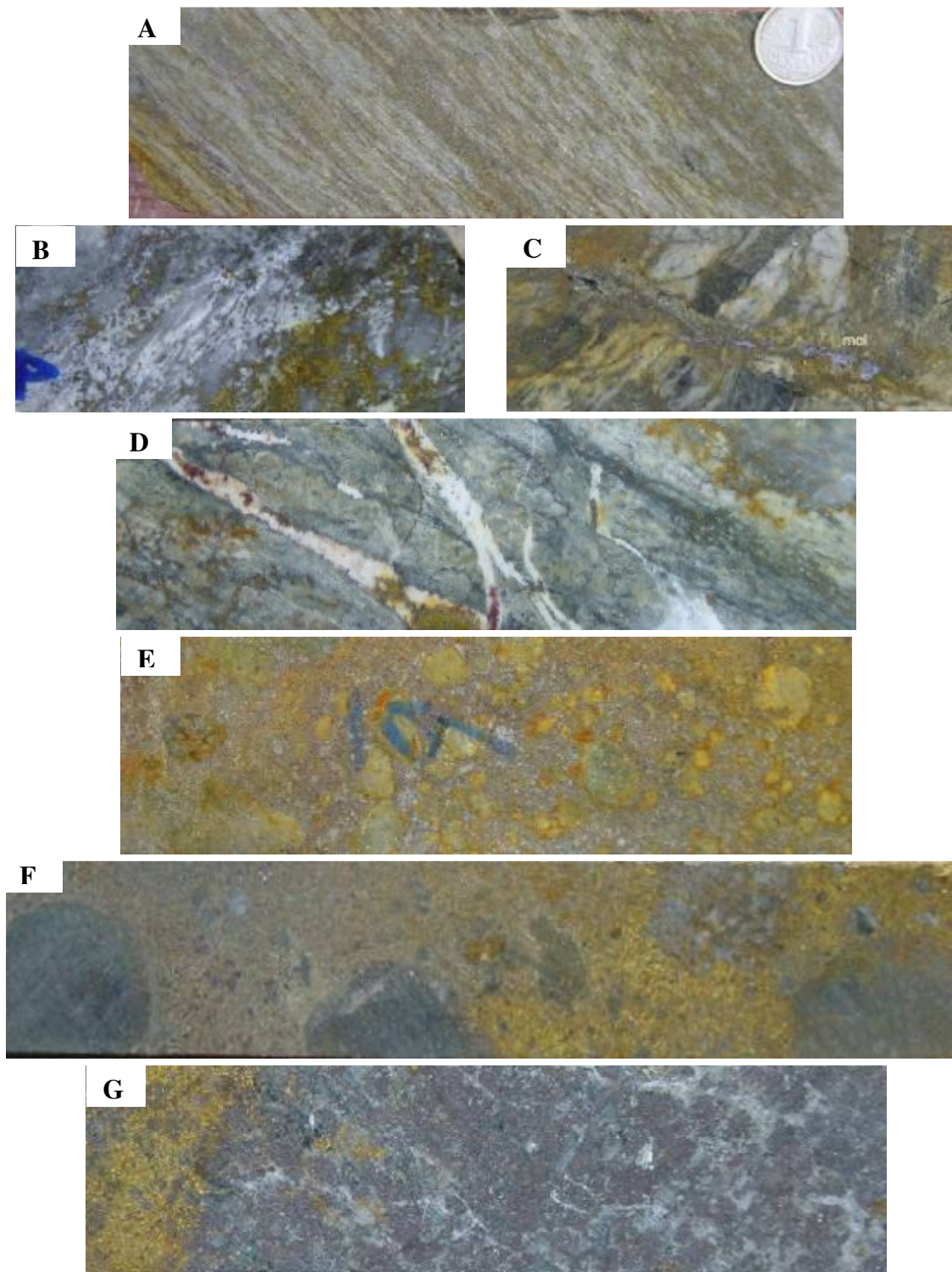


Figura 3.14 – Principais modos de ocorrência das mineralizações do corpo Pista. (largura dos testemunhos em torno de 3,5 cm). (A) calcopirita disseminada em filmes ao longo da foliação milonítica em metavulcânicas félsicas; (B) calcopirita associada às zonas de silicificação; (C) calcopirita–molibdenita (mol) preenchendo fissura que corta metavulcânica félsica silicificada e com potassificação; (D) calcopirita em veio de quartzo–carbonato com textura de preenchimento; (E) e (F) brecha com fragmentos de metavulcânica félsica cimentada por calcopirita; (G) magnetitito (magnetita±actinolita) substituindo metavulcânica félsica com preenchimento tardio e intersticial de calcopirita.

CAPÍTULO 4 - ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA

4.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A espectroscopia consiste no estudo da luz em função do comprimento de onda emitido, refletido ou dispersado a partir de um gás, líquido ou sólido, incluindo os minerais. Os fótons são absorvidos pelos minerais através de vários processos, dependentes do comprimento de onda, o que nos permite obter informações sobre a composição química dos minerais a partir de sua luz refletida ou emitida (Clark 1999).

A espectroscopia de reflectância é uma técnica analítica que pode ser aplicada ao estudo de minerais de alteração hidrotermal a partir da energia eletromagnética refletida nas regiões do visível-infravermelho próximo (VNIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR). Em função da composição química e estrutura cristalina dos minerais ocorre a absorção de energia eletromagnética em intervalos de comprimentos de onda específicos, registrados nos espectros de reflectância ou curva de reflectância espectral por meio de feições de absorção (Fig. 4.1 e Tabela 4.1, Pontual *et al.* 1997). Variações na composição química dos minerais freqüentemente causam mudanças na posição, forma, profundidade e largura das feições ou bandas de absorção no espectro (Pontual *et al.* 1997).

A absorção no espectro dos minerais é produzida por processos eletrônicos e vibracionais (Clark 1999). Nos processos eletrônicos, a absorção de fótons de um comprimento de onda específico causa a mudança do estado de energia de átomos e íons para outro estado de energia mais alto. Nos minerais, os elétrons podem ser compartilhados entre átomos. O mais comum dos processos eletrônicos diz respeito a mudanças no estado de energia de elementos de transição (Ni, Cr, Co, Fe etc) em átomos e moléculas (*crystal field effects*), com a produção de feições de absorção na região do VNIR. A transferência de carga, com o movimento de elétrons entre íons ou entre íons e ligantes, também causa a formação de bandas de absorção da energia, que são diagnósticas da composição mineralógica (Clark 1999). As absorções de energia por transferência de carga são a principal causa da coloração vermelha de óxidos e hidróxidos de Fe.

Nos processos vibracionais podem ocorrer pequenas movimentações dos átomos nos retículos cristalinos dos minerais. A freqüência de vibração depende das forças das ligações e da massa de cada elemento nas moléculas componentes de cada mineral. As absorções são

originadas por vibrações harmônicas fundamentais ou seus múltiplos (*overtones*) ou ainda por combinações quando envolvem diferentes modos de vibrações (Clark 1999). As feições espectrais na região do SWIR são originadas por processos vibracionais relacionadas à presença de íons OH^- , CO_3^{2-} e H_2O nos minerais.

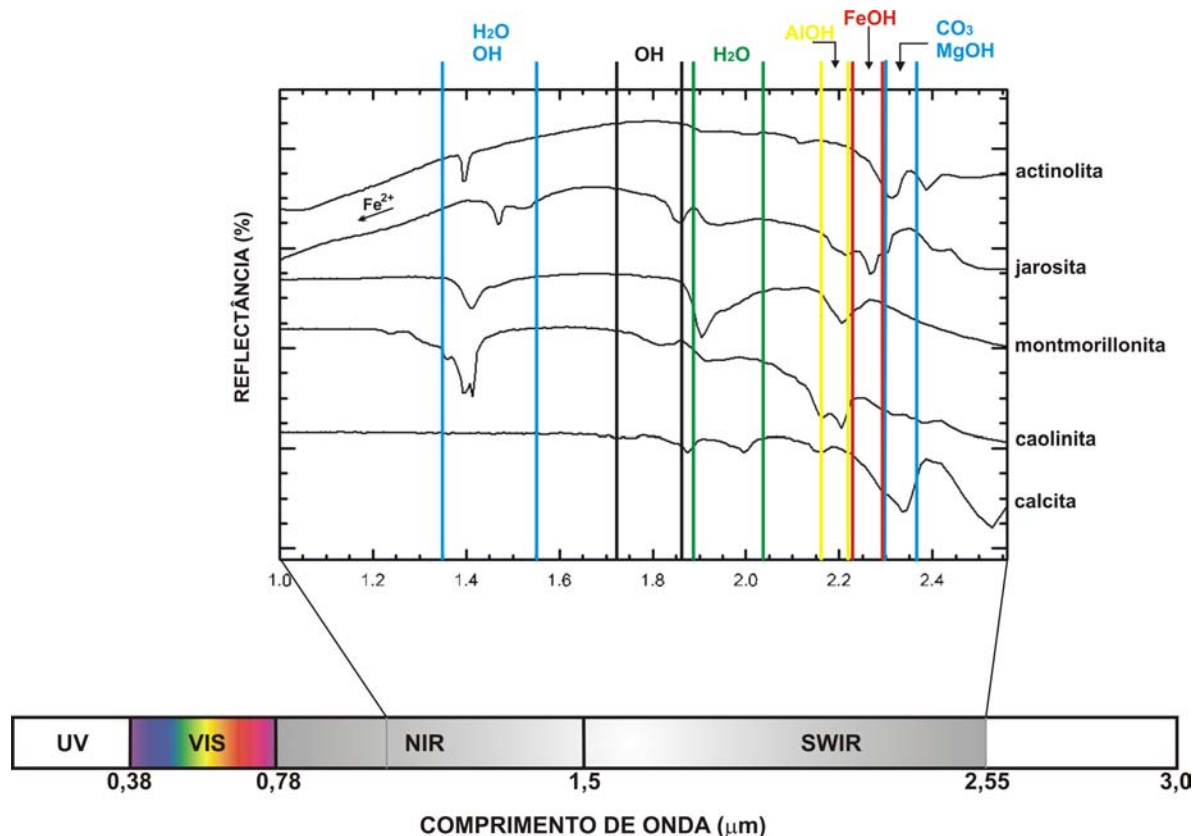


Figura 4.1 – Feições de absorção diagnósticas dos grupos de minerais na região do NIR-SWIR. As curvas espectrais de minerais representativos dos grupos de silicatos hidroxilados, sulfatos, filossilicatos e carbonatos, extraídos da biblioteca espectral do USGS, são apresentadas como exemplos das principais bandas de absorção identificadas em espectrorradiômetros portáteis (1,0 a 2,5 μm).

Tabela 4.1 – Principais bandas de absorção de energia atribuídas à presença de íons e moléculas formadores dos grupos de minerais identificados pela espectroscopia de reflectância na região NIR-SWIR (conforme Pontual *et al.* 1997).

ÍONS/MOLÉCULAS	FEIÇÕES DE ABSORÇÃO (μm)
OH	~1,400 (~1,500 e ~1,750-1,850)
H ₂ O	~1,400 e ~1,900
AlOH	~2,160-2,220
FeOH	~2,230-2,295
MgOH	~2,300-2,360
CO ₃	~2,300-2,350 (1,870; 1,990 e 2,155)

Esta técnica permite definir variações composicionais, determinar a assinatura espectral de minerais índices em rochas hidrotermalizadas, diferenciar a cristalinidade entre minerais de mesma espécie e avaliar a distribuição espacial dos minerais, de forma a identificar padrões de alteração hidrotermal e estabelecer vetores para a localização do minério. Dessa forma, a espectroscopia de reflectância tem sido utilizada com sucesso no mapeamento da alteração hidrotermal associada a uma considerável variedade de depósitos minerais. Os espectrorradiômetros são utilizados em programas de exploração mineral para identificação mineralógica em amostras de superfície e testemunhos de sondagem.

4.2. EQUIPAMENTO E AMOSTRAS INVESTIGADAS

As medições da reflectância espectral foram efetuadas no espectrorradiômetro portátil FieldSpec Full Resolution da Analytical Spectral Devices Inc. (ASD), que faz leitura no intervalo de comprimento de onda de 0,3 a 2,5 μm . O equipamento utiliza três detectores independentes e opera tanto com iluminação solar como artificial. Possui um sensor que mede o fator de reflectância e apresenta um espectro de reflectância contínuo na faixa de comprimentos de onda medido pelo equipamento. O fator de reflectância (em %) corresponde à razão entre o fluxo refletido pela superfície da amostra e aquele refletido por uma superfície padrão lambertiana (como a placa de referência com composto *Spectralon*), considerando-se a mesma geometria de aquisição e as mesmas condições de iluminação.

A iluminação das amostras em laboratório foi feita com uma lâmpada de halogênio de alta temperatura (3000 °K) acoplada a um tripé de 20 cm de altura, disposta a uma distância inferior ou igual a 20 cm, com um ângulo de incidência de cerca de 30° ou maior. O cabo de fibra ótica com uma lente de 5° foi colocado a uma distância de 5-10 cm das amostras analisadas, com um ângulo de 45-60°.

Os espectros foram obtidos sobre amostras de 2 furos de sondagem, coletados na viagem de reconhecimento em julho/2003 (SOS-D-352 do Sequeirinho e SOS-D-314 do Sossego), fazendo-se a medição da reflectância nas rochas hospedeiras hidrotermalizadas, nos clastos e matriz das brechas mineralizadas.

A superfície lisa dos testemunhos de sondagem serrados em um quarto, associado à granulação fina das rochas hospedeiras cloritizadas (corpo Sossego), dificultaram a obtenção de

feições espectrais adequadas para identificação da composição mineralógica em algumas amostras. Nas zonas ricas em magnetita-sulfeto, os espectros são marcados por forte e contínua absorção da energia ao longo do visível-infravermelho de ondas curtas (VIS-SWIR, 350-2500 nm), o que, portanto, mascara as feições de absorção dos minerais de alteração hidrotermal. Para atenuar este problema, algumas amostras foram fragmentadas e/ou moídas, assim como foi modificada a geometria de iluminação, de forma a melhorar o registro dos valores de reflectância ao longo do espectro.

A classificação espectro-mineralógica foi realizada com o auxílio do software SIMIS FeatureSearch 1.6 e SIMIS Field 2.9, que permite a identificação de minerais e a avaliação de misturas de minerais (Mackin 2002) a partir de espectros de referência, como da biblioteca do USGS (Clark *et al.* 1993). A análise petrográfica de lâminas delgadas polidas ao longo dos mesmos furos permitiu a confirmação dos minerais identificados pela sua assinatura espectral.

4.3. CORPO SOSSEGO

A análise das curvas de reflectância das amostras de granito granofírico hidrotermalizado, que hospedam a brecha carbonática sulfetada do corpo Sossego, permitiu a caracterização espectral da clorita (Fig. 4.2). As principais feições de absorção, relacionadas às ligações Mg-OH e Fe-OH (Hunt & Salisbury 1970; Pontual *et al.* 1997; Clark 1999), estão localizadas em intervalos de comprimento de onda de 2343-2349 nm e 2254-2258 nm, respectivamente. As feições em torno de 1400 e 1900-2000 nm se manifestam de forma tênue em grande parte dos espectros. Nos clastos da rocha hospedeira contidos na brecha, o aumento de magnetita dificulta ou impede o reconhecimento das feições de absorção diagnósticas da clorita. Em algumas curvas espectrais aparecem três feições entre 2250 e 2390 nm, de forma que a feição mais pronunciada (central) ocorre em 2334 nm, a da direita entre 2387 e 2389, e a da esquerda entre 2249-2252 nm. Desta forma, em uma amostra de metavulcânica ácida cisalhada rica em biotita marrom, este espectro pode representar uma biotita rica em Mg (flogopítica).

O carbonato presente na matriz da brecha do corpo Sossego corresponde majoritariamente à calcita (Fig. 4.3), com feições de absorção posicionadas em 2335-2337 nm (atribuída à molécula CO₃ – Hunt 1977; Pontual *et al.* 1997; Clark 1999), 2154, 1993 e 1875 nm. Em 2 amostras foram encontradas siderita em associação com calcita (Fig. 4.3). As principais feições de absorção

diagnósticas da siderita correspondem a 2326 e 2147 nm, além de uma forte inclinação da curva espectral de 1850 a 1450 nm, como resultado da presença de Fe na estrutura cristalina do mineral.

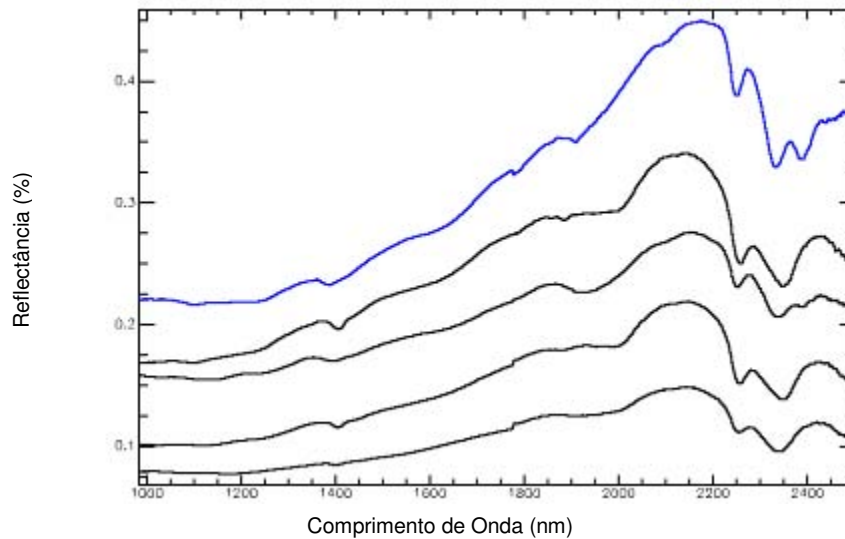


Figura 4.2 – Assinatura espectral da clorita que constitui a principal alteração hidrotermal em granito granofírico e também ocorre nos clastos da brecha sulfetada do corpo Sossego. A curva em azul apresenta três feições entre 2200-2400 nm e, em função do controle petrográfico sobre a amostra, provavelmente registra a presença de biotita flogopítica.

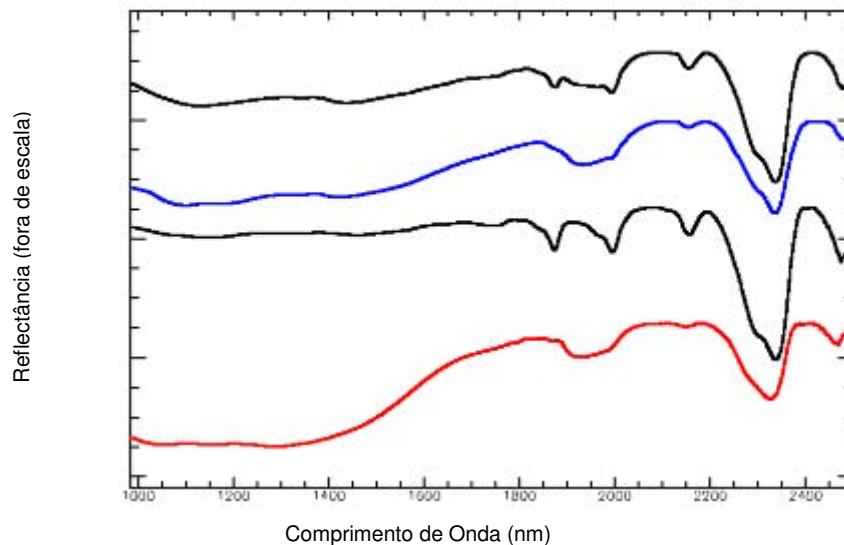


Figura 4.3 – Assinatura espectral dos carbonatos presentes na matriz da brecha do Corpo Sossego (curvas com remoção do contínuo e empilhadas): calcita (curvas em preto); provável mistura calcita >> siderita (curva azul); e siderita com calcita associada (curva em vermelho).

A curva espectral da apatita (Fig. 4.4) que ocorre na matriz da brecha, foi obtida de duas formas: (i) na amostra inteira, onde a apatita ocorre imersa no material carbonático como cristais

subhedral alongados ou arredondados em seção basal; (ii) em separado de cristais prismáticos hexagonais com dimensão de 0,3 a 0,8 cm. As principais feições ocorrem em 2313 e 2153 nm, em duas pontas numa banda entre 1900 e 2000 nm (1998 e 1936 nm), e em 1436 e 1392 nm.

O quartzo também localizado na matriz carbonática da brecha, como cristais hexagonais envolvidos por massa de calcita, tem sua presença indicada pelas feições de absorção causadas pela molécula de H₂O em 1442-1454 nm e 1932-1934 nm (Fig. 4.5). Estas duas feições são pronunciadas, em virtude das inclusões fluidas contidas no quartzo, e se combinam com a feição diagnóstica da molécula de CO₃, em 2335-2337 nm.

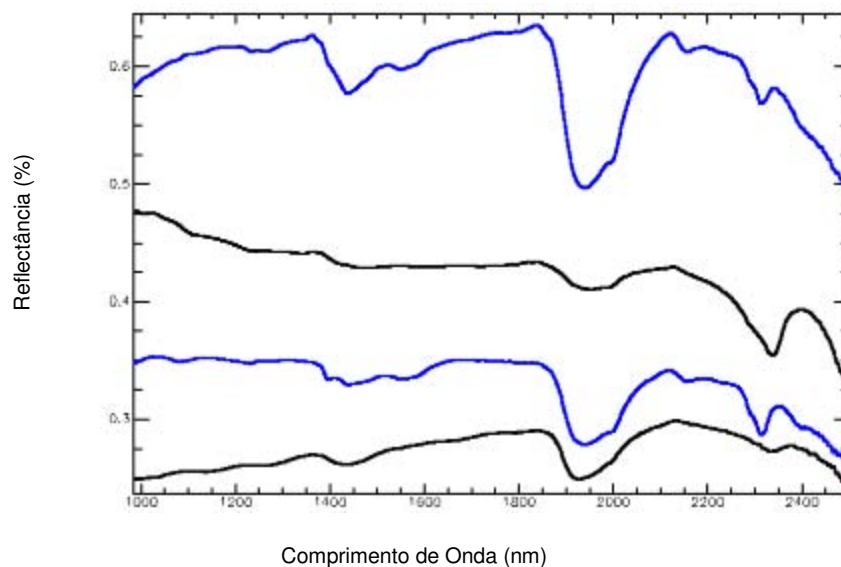


Figura 4.4 – Assinatura espectral da apatita que ocorre na matriz da brecha do corpo Sossego, geralmente imersa em massa de calcita. As curvas em azul referem-se aos espectros obtidos em cristais de apatita separados da brecha; enquanto as curvas em preto refletem o espectro da apatita combinado com o da calcita, na medida em que ocorre migração da última feição para comprimentos de onda entre 2334 e 2337 nm.

O anfibólio é uma fase abundante na matriz da brecha carbonática e ocorre associado com magnetita e calcopirita. Suas feições de absorção típicas estão nos comprimentos de onda de 2316, 2388, 2085 e 1397 nm (Fig. 4.6) e a curva espectral aponta a presença de actinolita em função do seu mergulho abaixo de 1700 nm, devido à presença de Fe²⁺ (Hunt & Salisbury, 1970; Pontual *et al.* 1997).

A calcopirita foi identificada na matriz da brecha carbonática e em zonas/veios sulfetados e, caracteristicamente, apresenta uma curva espectral (Fig. 4.7) marcada por: (i) uma feição de absorção assimétrica e íngreme entre 350-550 nm, atribuída a semicondutores e conhecida como

banda de condução (Hunt *et al.* 1971; Clark 1999); (ii) uma fraca banda de absorção ao redor de 900 nm, geralmente atribuída ao íon ferroso, mas que pode ser função também do Cu^{2+} (Hunt *et al.* 1971; Gallie *et al.* 2002) e (iii) absorção contínua de energia ao longo do intervalo de 1000 a 2500 nm.

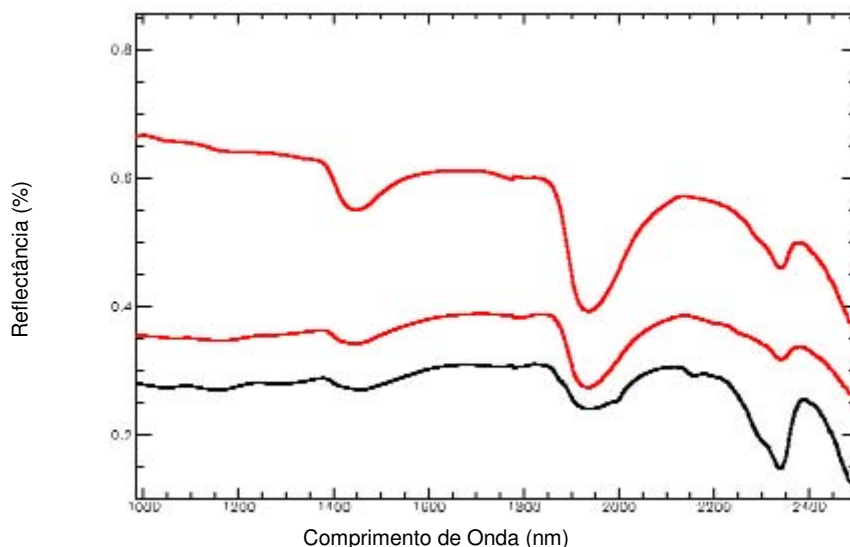


Figura 4.5 – Curva espectral da calcita em associação com quartzo, que é indicado pelas feições de absorção da H_2O contida em suas inclusões fluidas. Curvas em vermelho indicam quartzo + calcita; e curva em preto contém calcita >> quartzo.

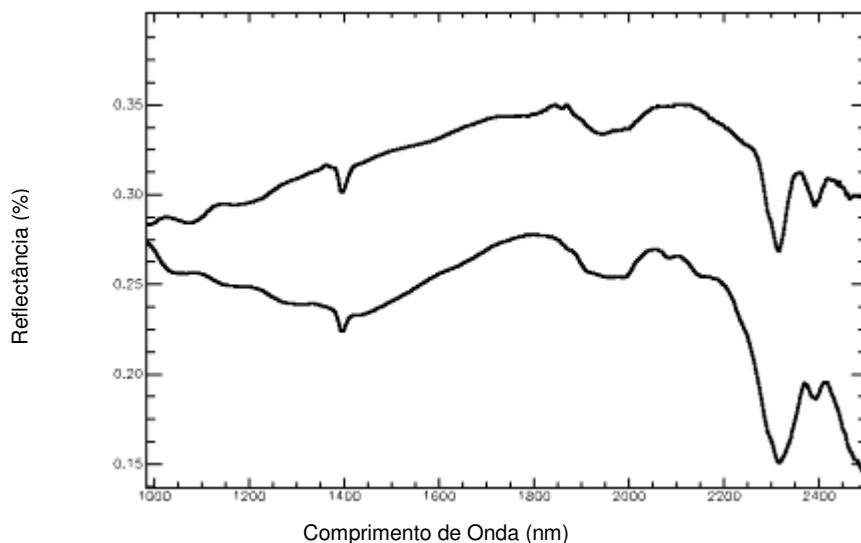


Figura 4.6 – Assinatura espectral da actinolita encontrada na matriz de brecha carbonática sulfetada do corpo Sossego. Provavelmente as curvas espectrais também mostram a presença de calcita da matriz, como evidenciado pelas feições entre 1875 e 2000 nm e 2153 nm (curva superior), ao passo que a feição em 2085 nm é pouco pronunciada.

Na amostra moída da brecha mineralizada, há uma diminuição da reflectância na curva espectral da calcopirita em relação àquela da amostra inteira, assim como uma atenuação na inclinação da feição assimétrica no VIS (350-550 nm) e desaparecimento da banda de absorção em 900 nm (Fig. 4.7).

A presença de certa quantidade de magnetita na matriz da brecha carbonática ou nos clastos do granito granofírico cloritizado provoca a absorção contínua de energia ao longo de todo intervalo VIS-SWIR, o que resulta em um espectro sem feições de absorção diagnósticas (Fig. 4.8). Quando a magnetita ocorre em proporção subordinada é possível identificar tênues feições de absorção características dos minerais hidrotermais que ocorrem associados, como clorita e calcita (Fig. 4.8).

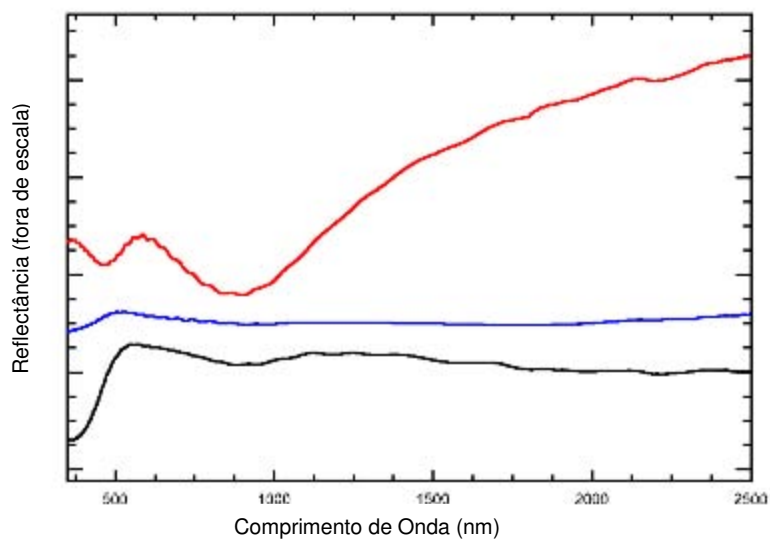


Figura 4.7 – Assinatura espectral da calcopirita presente no corpo Sossego. Os espectros correspondem a situações distintas: curva em preto refere-se a calcopirita em zona sulfetada de alto teor contendo quartzo–calcita–clorita; curva em azul foi obtida em amostra moída de brecha carbonática sulfetada com clastos de granito cloritizado e albitizado; e curva em vermelho corresponde a calcopirita oxidada em porção semi-maciça de brecha.

4.4. CORPO SEQUEIRINHO

O furo de sondagem analisado intercepta o granito Sossego intensamente hidrotermalizado por albita rosa–actinolita–epidoto. O anfibólio constitui a principal fase hidrotermal identificada pela espectroscopia de reflectância e ocorre tanto no granito Sossego, como em clastos de actinolito e em cristais individuais imersos na matriz da brecha sulfetada. As curvas espectrais são idênticas para todas estas ocorrências, indicando a mesma composição para o anfibólio. Suas

feições de absorção ocorrem nos comprimentos de onda de 2315-2317 nm, 2384 nm e 1397 nm, com a feição em 2115 nm, sendo tênue ou inexistente (Fig. 4.9). O mergulho na curva espectral abaixo de 1700 nm indica a presença de Fe^{2+} , característico da actinolita.

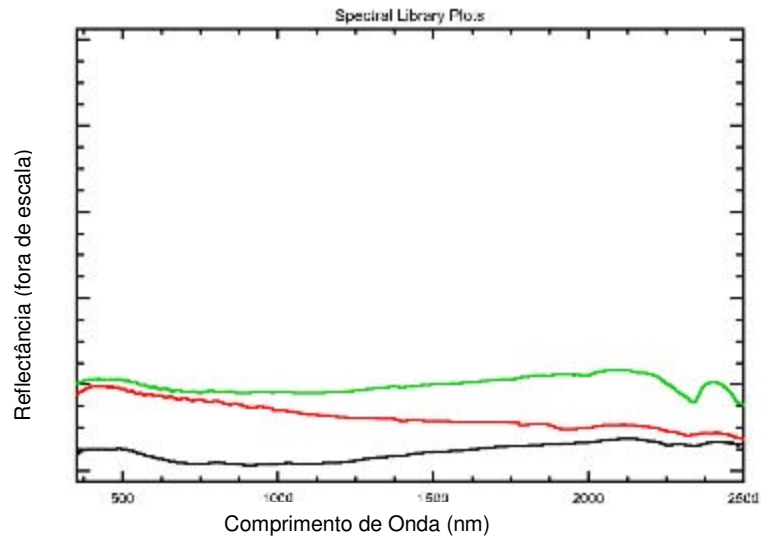


Figura 4.8 – Influência da magnetita na caracterização espectral das rochas hidrotermalizadas do corpo Sossego: curva em preto representa amostra moída de brecha carbonática não sulfetada, matriz-suportada, com clastos de granito substituídos por clorita–magnetita. Este espectro registra tênues feições de absorção em 2345 e 2256 nm, indicativas da presença de clorita misturada com a magnetita; curva em vermelho e verde representam diferentes partes de brecha carbonática sulfetada, onde a curva verde mostra uma feição em 2338 nm característica da calcita.

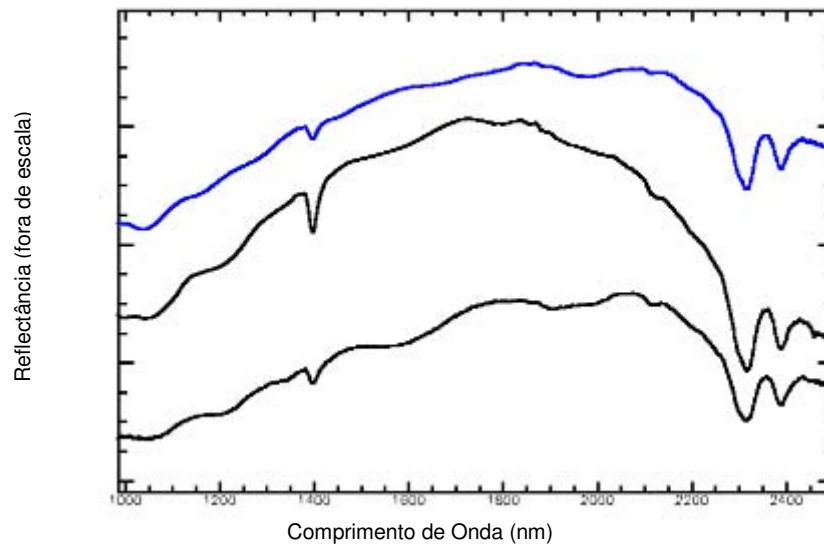


Figura 4.9 – Assinatura espectral da actinolita que ocorre no granito Sossego, assim como na brecha sulfetada, tanto nos clastos do actinolito (actinolita + magnetita), como em cristais imersos na matriz de calcopirita (curva em azul).

O epidoto também está presente na assembléia de alteração hidrotermal, geralmente associado a actinolita e/ou clorita. Principalmente no início do furo analisado, entre 50 e 80 m, há uma venulação intensa de epidoto que foi registrada pela espectroscopia. As principais feições de absorção estão em 2335-2338 nm, 2252-2256 nm e 1829 nm (Fig. 4.10). A feição em 1545 nm, que o distingue da clorita, não aparece de forma pronunciada. Entretanto apresenta uma feição em 1398-1400 nm indicativa de mistura com clorita (Fig. 4.10).

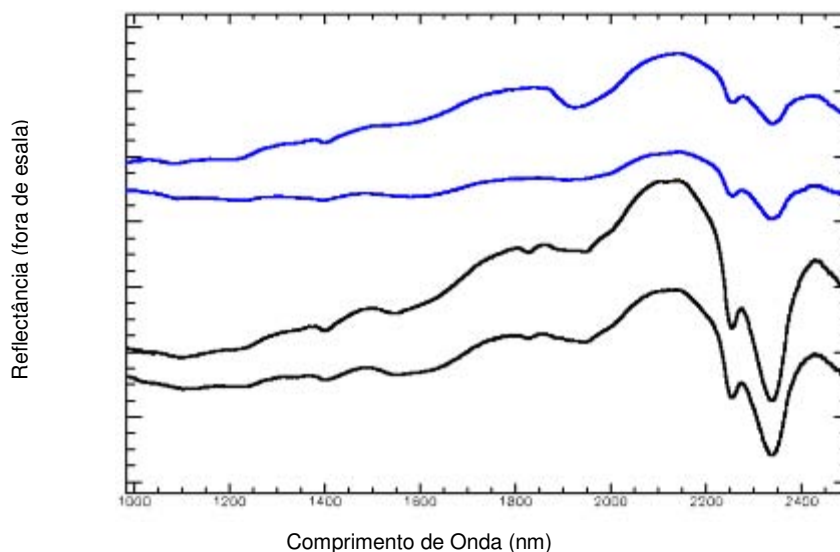


Figura 4.10 – Assinatura espectral do epidoto (curvas em preto) que se desenvolve sobre o granito Sossego que hospeda a brecha sulfetada do corpo Sequeirinho. A feição em 1398 nm indica a combinação de epidoto e clorita, com a feição diagnóstica do epidoto em 1829 nm persistindo na mistura. As curvas em azul obtidas na mesma amostra, porém em porção rica em clorita e com muito pouco epidoto, não registra a feição em 1829 nm, caracterizando apenas a clorita.

A clorita também ocorre como uma alteração no entorno do corpo de minério, porém de menor importância que a actinolita, desenvolvendo-se ao longo do granito Sossego, principalmente em vênulas milimétricas ou associado a epidoto e/ou actinolita e também em metavulcânica ácida. A Fig. 4.11 mostra as curvas espectrais para 3 amostras com clorita em situações distintas: (i) clorita substituindo biotita marrom em metavulcânica ácida; (ii) clorita ao longo de fratura que corta granito; e (iii) clorita pervasiva no granito intensamente albitizado. As feições de absorção da clorita situam-se em 2345 nm ou 2334 nm (no terceiro caso), 2254-2257 nm, 1397-1404 nm e numa banda entre 1900 e 2000 nm (Fig. 4.11).

A assinatura espectral de uma biotita flogopítica (rica em Mg) também é identificada no corpo Sequeirinho em metavulcânica ácida fracamente hidrotermalizada. Mostra feições de

absorção em 2387 nm, 2335 nm e 2252 nm (Fig. 4.12). Entretanto, em função da granulometria muito fina da rocha e da superfície lisa dos testemunhos, as curvas são muito irregulares e apresentam vários harmônicos.

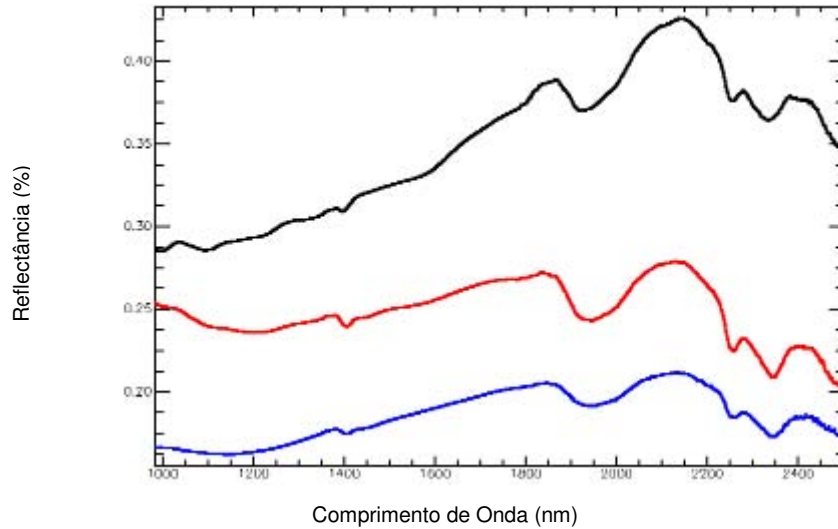


Figura 4.11 – Assinatura espectral da clorita em três situações distintas: em metavulcânica ácida (curva em azul); em fratura no granito Sossego (curva em vermelho); pervasiva no granito albitizado (curva em preto).

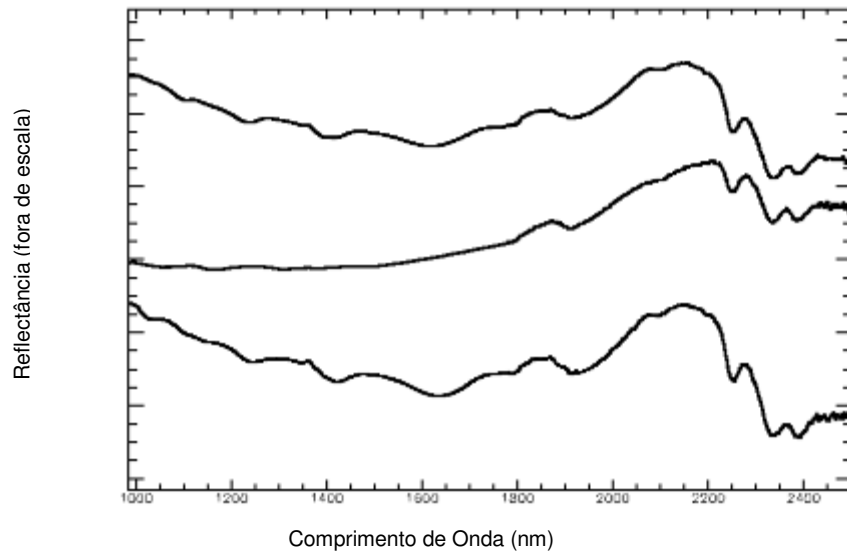


Figura 4.12 – Assinatura espectral da biotita flogopítica em metavulcânica ácida fracamente hidrotermalizada, em furo de sondagem no corpo Sequeirinho.

A calcopirita e magnetita do corpo Sequeirinho mostram comportamentos espectrais semelhantes aqueles descritos para as amostras do corpo Sossego.

4.5. AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS

A caracterização espectral da assembléia de minerais de alteração hidrotermal do depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Sossego permitiu a geração de uma biblioteca espectral que, somada ao estudo petrográfico detalhado, revela alguns pontos importantes:

(i) As curvas espectrais dos minerais comuns aos corpos de minério Sossego e Sequeirinho indicam que clorita, actinolita e biotita flogopítica possuem composições similares.

(ii) no corpo Sequeirinho, a actinolita ocorre como um dos principais minerais de alteração das rochas graníticas encaixantes. É mais abundante em direção ao actinolito que envolve a brecha sulfetada e está presente também na matriz da brecha sulfetada. No corpo Sossego, a actinolita ocorre principalmente na matriz da brecha e veios carbonáticos, principalmente em sua porção sulfetada.

(iii) no corpo Sossego, a clorita representa a principal fase de alteração hidrotermal do granito granofírico encaixante e também ocorre na matriz da brecha carbonática sulfetada; no corpo Sequeirinho é menos freqüente, tanto nas rochas encaixantes hidrotermalizadas como na matriz da brecha sulfetada.

(iv) a matriz da brecha Sossego é dominada por carbonatos, principalmente calcita, enquanto no corpo Sequeirinho, o carbonato ocorre como uma fase muito subordinada, que não foi identificada pela espectroscopia de reflectância; a matriz da brecha Sequeirinho é dominada por fragmentos de actinolita–magnetita que são cimentados por calcopirita. Em determinada porção, a calcopirita adquire aspecto maciço, onde flutuam clastos da rocha hospedeira hidrotermalizada e cristais de actinolita, magnetita e apatita.

(v) a magnetita possui uma associação íntima com clorita no corpo Sossego, ao passo que no corpo Sequeirinho esta relação se dá com a actinolita–epidoto. Em ambos os casos, em direção à brecha sulfetada, a identificação destes silicatos pela espectroscopia de reflectância torna-se difícil ou impossível. A presença de magnetita e/ou calcopirita provoca a absorção contínua de energia ao longo do comprimento de onda do VIS-SWIR (350-2500 nm) e mascara a assinatura espectral das outras fases hidrotermais.

(vi) a biotita marrom define uma foliação milonítica em metavulcânica ácida cisalhada, que foi interceptada nos dois furos analisados. Esta biotita é substituída por clorita em ambos os

corpos de minério. No corpo Sossego, a biotita marrom também constitui uma fase hidrotermal que ocorre na zona de contato da brecha/veios carbonáticos com a rocha granítica encaixante.

4.6. PERFILAGEM ESPECTRAL

A compreensão detalhada das zonas de alteração hidrotermal e suas respectivas assembléias de minerais constituintes nos corpos Sossego e Sequeirinho, aliada a identificação das assinaturas espectrais desses minerais índices e de suas associações e da montagem de uma biblioteca espectral de referência para o depósito Sossego, permitiram a realização de testes para sistematizar o uso da espectroscopia de reflectância na perfilagem espectral dos testemunhos de sondagem investigados nesse estudo.

A perfilagem espectral consiste em se efetuar medidas ao longo dos testemunhos, a intervalos equidistantes ou não, para a avaliação qualitativa e semi-quantitativa da mineralogia derivada dos espectros, o mapeamento expedito e a conformação da geometria das zonas de alteração hidrotermal. Os resultados desse procedimento mostram grande vantagem sobre a descrição manual dos testemunhos, associada à aplicação de técnicas como a petrografia e difração de raios X na identificação mineralógica e definição das zonas de alteração hidrotermal.

No testemunho de sondagem do corpo Sequeirinho (SOS-D-352, Fig. 4.13a), as curvas espectrais foram obtidas em amostras situadas em profundidades de 57,0 m a 215,80 m. Embora as amostras não sejam igualmente espaçadas ao longo deste furo, é possível identificar um padrão espacial de alteração hidrotermal conforme descrito a seguir, onde os minerais em negrito são os definidores das zonas de alteração hidrotermal (Carvalho *et al.* 2004):

- i. uma zona externa (dezenas de metros) de metassomatismo no granito Sossego constituída por uma assembléia hidrotermal de **actinolita–epidoto**–clorita–albita±magnetita;
- ii. uma zona interna ou envelope (alguns metros), em torno dos corpos de minério, composta essencialmente por **actinolita–magnetita**±apatita; e
- iii. corpo de brecha sulfetada (1-2 m) formada por **calcopirita**–magnetita–actinolita±apatita.

No testemunho de sondagem do corpo Sossego (SOS-D-314, Fig. 4.13b), as amostras analisadas estão situadas no intervalo de profundidade de 132,50 m a 298,0 m e a perfilagem espectral permitiu a identificação do seguinte padrão de alteração hidrotermal:

- i. uma zona externa de cloritização sobre o granito granofírico que envolve os intervalos mineralizados; clastos do granito granofírico cloritizado e agregados de clorita também são claramente identificados na brecha carbonática pela espectroscopia de reflectância.
- ii. um halo (<1 m) de alteração potássica (**biotita** ± feldspato potássico–magnetita–allanita);
- iii. os corpos de brecha, prontamente identificados pela presença de **calcita** na matriz, que ocorre em associação com **apatita–actinolita–clorita–quartzo–magnetita**; as brechas carbonáticas contêm os intervalos mineralizados, ricos em **calcopirita** e **magnetita**.

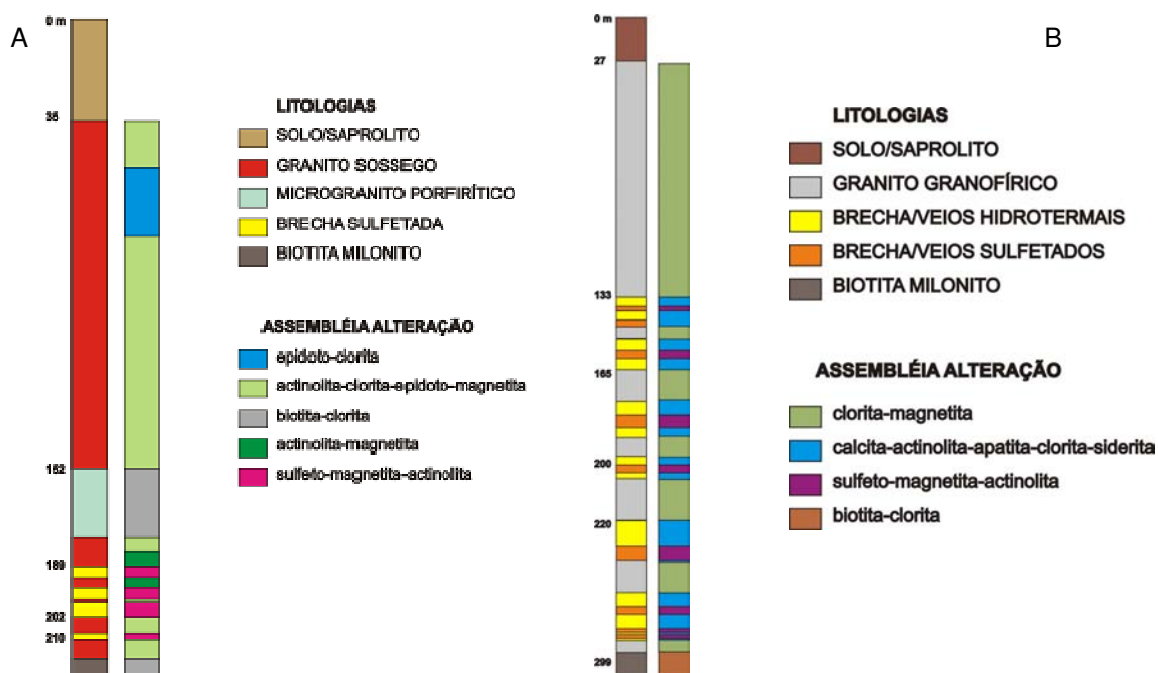


Figura 4.13 – Perfilagem espectral em furos do corpo Sequeirinho (A) e Sossego (B).

4.7. AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE

A investigação por espectroscopia de reflectância também foi efetuada em amostras de superfície das rochas graníticas encaixantes dos corpos de minério Sequeirinho e Sossego. A leitura e caracterização da assinatura espectral das assembléias de minerais (mistura) dos granitos metassomatizados e intemperizados reflete o cenário encontrado em campanhas de prospecção regional e permite que tais espectros sejam utilizados como *end-members* em classificações voltadas para o mapeamento espectral em imagens de satélite, como aquelas produzidas pelo sensor orbital ASTER.

Para o corpo Sossego foram coletadas amostras em torno do morro do Sossego, constituídas por granito granofírico fracamente cloritizado, intemperizado e com minerais secundários de cobre, como malaquita, crisocola e azurita. Os espectros obtidos a partir da leitura das amostras de granito granofírico em laboratório (Fig. 4.14A-B) revelam a assinatura do granito granofírico com cloritização, intemperizado com caulinização dos feldspatos e com mistura de caulinita e crisocola em amostra mineralizada.

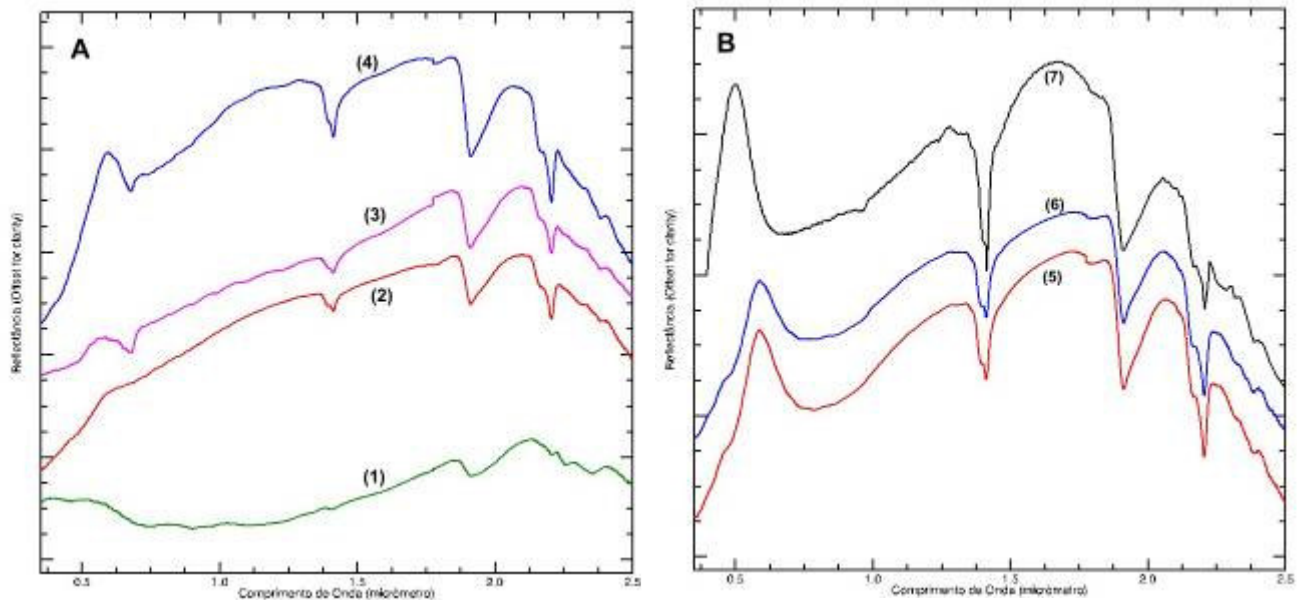


Figura 4.14 – Assinatura espectral de amostras de granito granofírico coletadas no Morro do Sossego. (A) Espectros do granito granofírico com alteração clorítica (1) e com caulinita produzida por intemperismo (2, 3 e 4). Os espectros 3 e 4 indicam também possível presença de Fe (resultante da alteração da magnetita). (B) Espectros do granito granofírico mineralizado, com mistura de crisocola e caulinita (5 e 6). Mistura (50%) entre espectros puros de caulinita e crisocola da biblioteca espectral USGS (7).

Com o objetivo de comparação com minerais puros, foi feita uma mistura $(S1+S2)/2$ entre caulinita e crisocola (biblioteca espectral USGS), que resultou num espectro similar aquele da amostra de granito granofírico com mistura de crisocola e caulinita (Fig. 4.14B).

No entorno da mina instalada no corpo Sequeirinho foram coletadas amostras de granito, praticamente não intemperizado e com alteração sódica e cálcica. Os espectros da Figura 4.15 revelam a assinatura de granito com actinolita ou epidoto.

A assinatura do granito com actinolita revela duas feições de absorção típicas da actinolita em 2,318 e 2,390 μm , enquanto o espectro representativo do granito com epidoto mostra feições de absorção em 2,254 e 2,334 μm . As feições em 1,3935 e 1,5400 μm , características da

actinolita e epidoto, respectivamente, não são registradas, sendo mascaradas pelas feições referentes às bandas de absorção da água em 1,4 e 1,9 μm .

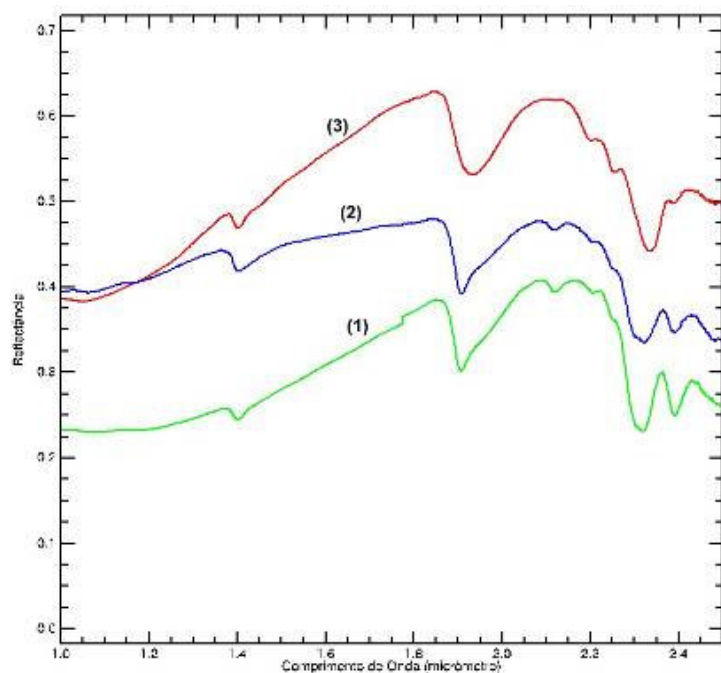


Figura 4.15 - Assinatura espectral de amostras de granito com actinolita (1 e 2) e epidoto (3) coletadas no entorno da mina Sequeirinho.

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES E DO MINÉRIO

As análises geoquímicas foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá), em um total de 56 amostras de testemunhos de sondagem (100–300 g) consideradas como representativas das rochas encaixantes, das suas principais variações hidrotermalizadas e dos tipos de minério do depósito de Sossego.

Os métodos analíticos empregados e o número de alíquotas enviadas para o laboratório analítico estão especificados a seguir:

- (i) 56 alíquotas para análise em rocha total de elementos maiores, menores e traço;
- (ii) 07 alíquotas das amostras de minérios (alto teor) para dosagem de Au, Pt e Pd;
- (iii) 07 alíquotas das amostras de minérios (alto teor) para ensaio multi-elemento; e
- (iv) 02 alíquotas de apatita para análise de elementos ao nível de ultratraço.

Os métodos analíticos empregados envolveram fusão em LiBO_2 /digestão com ácido nítrico diluído e dosagem por ICP-ES (óxidos maiores e elementos menores) e ICP-MS (terras raras e elementos refratários – limite superior de 2000 ppm); determinação de C e S total por LECO; e metais preciosos e metais base por digestão com água régia/ICP-MS (limite superior de Cu em 10.000 ppm).

Com relação ao minério, também foram escolhidas 07 amostras ricas em sulfeto para dosagem dos elementos Ag, Al, As, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sr, W e Zr. Nesse método, as rochas passam por digestão em água régia e dosagem por ICP-ES. As mesmas 07 amostras de minério também tiveram alíquotas dosadas para Au, Pt e Pd por ensaio ao fogo (*lead-collection fire-assay fusion*)/ICP-ES.

As análises para elementos em concentrações de ultratraço em concentrado de apatita envolvem a digestão das amostras por 4 ácidos e dosagem por ICP-MS para os seguintes elementos Au, Ag, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sr, Th, Ti, U, V, W, Zn, Be, Cs, Hf, Li, Nb, Rb, Sn, Ta, Y e Zr, além de ETR.

A partir dos resultados obtidos para as rochas encaixantes hidrotermalizadas, procedeu-se a análise da variação e do comportamento dos óxidos maiores (diagramas tipo Harker) em função dos principais estágios ou padrões de alteração hidrotermal, bem como a avaliação dos elementos

traço tidos como imóveis em sistemas hidrotermais. Também foi feito o balanço de massa pelo método das isóconas, de Gresens (1967), cuja equação foi adaptada e apresentada graficamente por Grant (1986) e a análise da mobilidade de metais em função dos ganhos e perdas destes nos diferentes estágios e zonas de alteração hidrotermal.

No depósito de Sossego, 43 amostras de rochas encaixantes dos corpos de minério Sequeirinho, Sossego/Curral, Baiano e Pista foram selecionadas para litogeoquímica, conforme relação especificada na Tabela 5.1. Os resultados das análises químicas de elementos maiores, menores e traço para as rochas graníticas, gabros, metavulcânicas ácidas-intermediárias (MVAI) e biotita milonitos são apresentados no Anexo 1, enquanto as análises químicas representativas desses litotipos encontrados nas principais zonas de alteração hidrotermal estão na Tabela 5.2.

5.1. ROCHAS ENCAIXANTES

A intensa alteração hidrotermal identificada sobre as rochas encaixantes do depósito de Sossego pode ser observada através das mudanças significativas nos conteúdos de Na_2O , K_2O , CaO , MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, Al_2O_3 e SiO_2 , o que impede uma classificação petrogenética e tectônica confiável das rochas originais. Por outro lado, o amplo intervalo de variação na concentração dos óxidos maiores indica tendências diretamente correlacionadas com os estágios principais de alteração hidrotermal encontrados nas rochas encaixantes dos corpos de minério Sossego e Sequeirinho (Fig. 5.1).

Nas porções mais distais das zonas mineralizadas, o granito e granito granofírico menos alterados e de coloração acinzentada gradam para equivalentes de coloração rosa. Essa transição é marcada por altas concentrações de Na_2O (5 a 10,35% em peso) e baixos conteúdos de K_2O (0,09 a 1,33%) e CaO (0,23 a 1,48%) e definem o estágio inicial e que se estende regionalmente da alteração sódica que afeta todas as rochas no entorno do depósito de Sossego (Fig. 5.1A e B). Ao longo das zonas de cisalhamento ocorrem rochas graníticas intensamente recrystalizadas e que apresentam um ganho de sílica (até 77% de SiO_2).

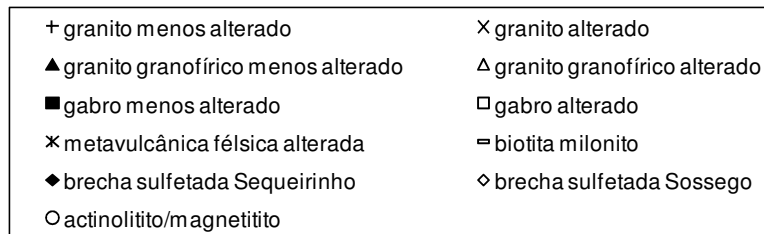
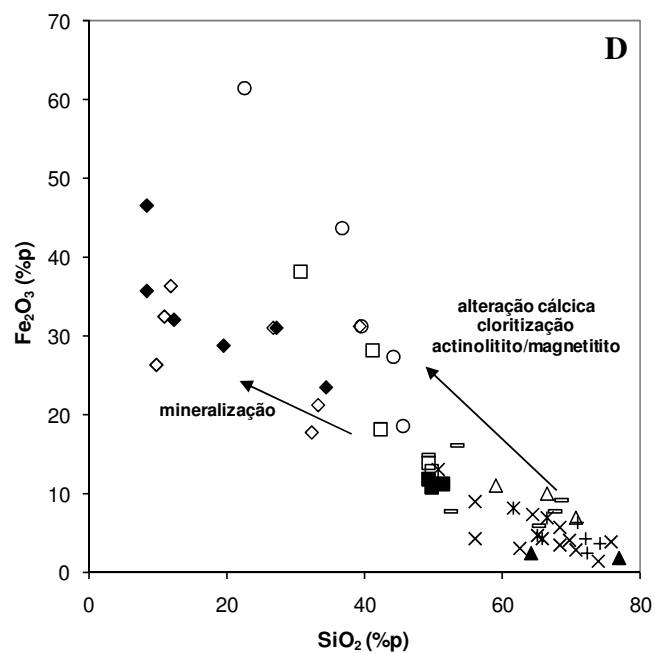
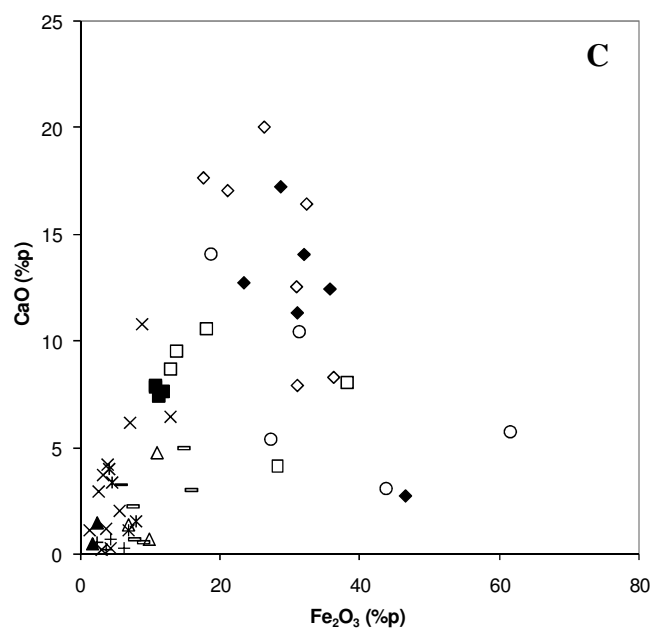
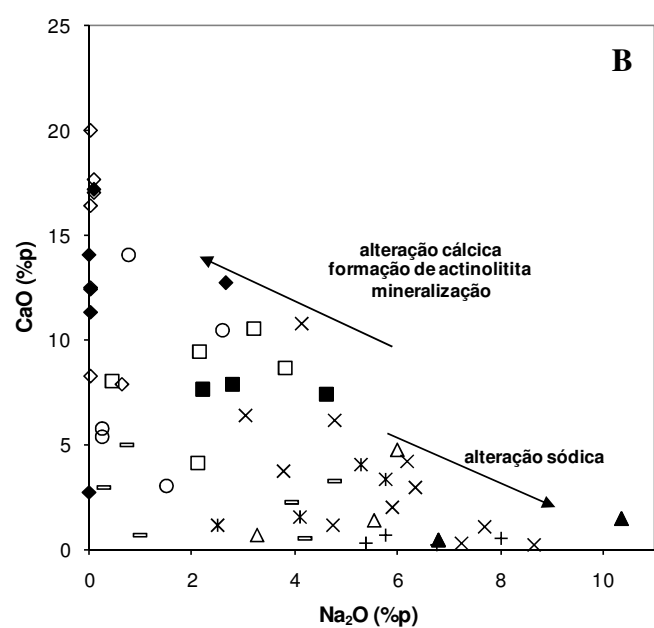
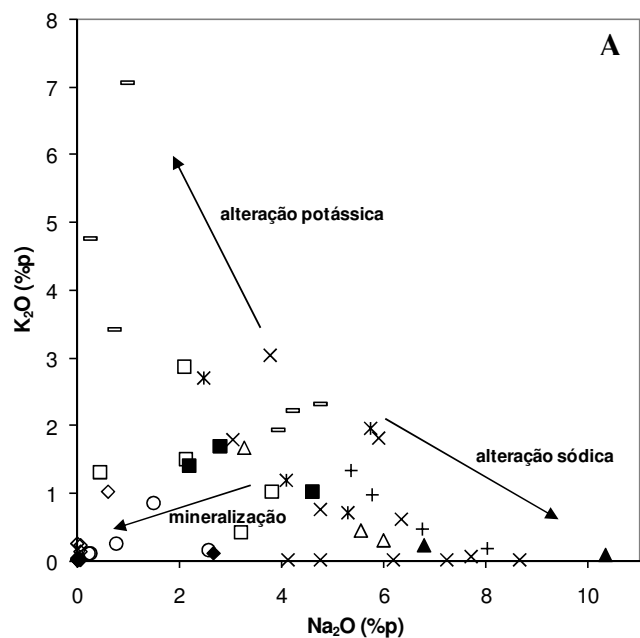
Tabela 5.1 – Relação de amostras das rochas encaixantes do depósito de Sossego utilizadas para geoquímica.

UNIDADE	CÓDIGO	Nº AMOSTRA	CORPO MINÉRO	DESCRIÇÃO
ACTINOLITO-MAGNETITO	SOS-14	22/219,17	SEQUEIRINHO	actinolito brechado rico em mt
	SOS-15	259/168,33	SEQUEIRINHO	actinolito
	SOS-16	259/260,40	SEQUEIRINHO	actinolito com alb-ep-cpy disseminada
	SOS-17	259/278,80	SEQUEIRINHO	actinolito brechado com matriz de act-ep-cpy
	SOS-18	280/404,20	SEQUEIRINHO	magnetito brechado com cpy disseminada
GRANITO HIDROTHERMALIZADO	SOS-19	22/101,68	SEQUEIRINHO	granito com intensa alteração Na (alb) + alteração Ca (act±cl)
	SOS-20	22/107,45	SEQUEIRINHO	granito com intensa alteração Na (alb)±cl-act
	SOS-21	259/38,48	SEQUEIRINHO	granito com intensa alteração Na (alb) + epidotização e venulações de act
	SOS-22	259/72,08	SEQUEIRINHO	granito silicificado com intensa alteração Na (bleach) e epidotização sobreposta
	SOS-23	259/84,38	SEQUEIRINHO	granito com alteração Na (alb) e Ca disseminada (act-ep)
	SOS-24	259/153,15	SEQUEIRINHO	granito albitizado com vênulas act-ep+fK (halo)
	SOS-25	259/155,88	SEQUEIRINHO	brecha de granito com alteração Ca (act-ep-alb)
	SOS-26	259/177,40	SEQUEIRINHO	granito silicificado com alteração Na±Ca (act-ep) venular a disseminada
	SOS-27	259/287,87	SEQUEIRINHO	granito silicificado com alteração Na±Ca (act±carb) e cpy disseminada
	SOS-28	280/318,47	SEQUEIRINHO	granito com intensa alteração Ca (act-ep)
	SOS-29	280/399,00	SEQUEIRINHO	granito silicificado e albitizado com venulações de act+-ep+-mt
	SOS-30	35/32,04	CURRAL	biotita granito albitizado com cl em vênulas
	SOS-31	35/35,81	CURRAL	leucogranito albitizado e silicificado
	SOS-32	35/83,63	CURRAL	leucogranito albitizado e cloritizado
	SOS-33	35/178,74	CURRAL	leucogranito albitizado
GRANITO GRANOFÍRICO HIDROTHERMALIZADO	SOS-34	35/406,88	CURRAL	granito granofírico albitizado e silicificado
	SOS-35	35/576,00	CURRAL	granito granofírico com intensa albitização
	SOS-36	99/515,14	SEQUEIRINHO	granito granofírico albitizado com intensa cloritização ± act
	SOS-37	319/50,27	SOSSEGO	granito granofírico albitizado e cloritizado
	SOS-38	314/207,55	SOSSEGO	granito granofírico com intensa cloritização
GABRO HIDROTHERMALIZADO	SOS-39	35/328,97	CURRAL	gabro com alteração Ca
	SOS-40	99/316,92	SEQUEIRINHO	gabro com alteração Na-Ca
	SOS-41a	279/123,83	BAIANO	gabro com alteração Na-Ca
	SOS-41b	279/125,59	BAIANO	gabro com alteração Ca
	SOS-42	279/285,23	BAIANO	gabro com intensa alteração Ca (actinolito com act+mt)
	SOS-43	279/289,35	BAIANO	gabro com intensa substituição por mt-act-cpy
	SOS-44	280/472,71	SEQUEIRINHO	gabro com alteração Na-Ca
	SOS-45	PTO SOS-35	-	gabro com intensa mt-act
METAVULCÂNICA ACIDA-INTERMEDIÁRIA	SOS-46	22/370,23	SEQUEIRINHO	MVAI com intensa cloritização+biotita
	SOS-47	22/389,54	SEQUEIRINHO	MVAI com fenocristais de feldspato (escapolita), cloritizada
	SOS-48	259/318,36	SEQUEIRINHO	MVAI c fenocristais de feldspato (escapolita), biot-cl
	SOS-49	352/155,50	SEQUEIRINHO	MVAI com fenocristais + cloritização
	SOS-50	346/65,03	PISTA	MVAI silicificada/cloritizada com cpy
	SOS-51	346/94,43	PISTA	MVAI cisalhada com cpy na foliação
	SOS-52	346/98,20	PISTA	MVAI cisalhada a bandada com biot-cl
BIOTITA MILONITO	SOS-53	99/340,07	SEQUEIRINHO	biotita milonito cloritizado
	SOS-54	259/297,83	SEQUEIRINHO	biotita milonito bandado com cloritização±fK
	SOS-55	346/205,15	PISTA	biotita milonito cloritizado com bolsões de qzo-cpy

OBS. minerais: act-actinolita, alb-albita, biot-biotita, carb-carbonato, cl-clorita, cpy-calcopirita, ep-epidoto, fK-feldspato potássico, qzo-quartzo, mt-magnetita

Tabela 5.2 – Geoquímica de amostras representativas das principais rochas encaixantes e respectivas zonas de alteração hidrotermal do depósito de Sossego.

	GRANITO						GRANITO GRANOFÍRICO					GABRO			ACTINOLITO
	menos alterado (albitizado)		albitização intensa	alteração cálcica	alteração cálcica intensa	potassificação	menos alterado (albitizado)	albitização intensa	cloritização	cloritização	cloritização intensa	menos alterado (Na-Ca)	menos alterado (Na-Ca)	alteração cálcica intensa	
(%)	SOS30	SOS31	SOS22	SOS23	SOS28	SOS24	SOS34	SOS35	SOS38	SOS37	SOS36	SOS41A	SOS44	SOS42	SOS15
SiO ₂	70,96	74,2	73,79	64,39	50,78	68,38	76,8	64,23	66,5	70,54	58,94	49,75	51,44	41,23	44,09
Al ₂ O ₃	12,39	12,79	14,25	13,59	14,36	15,08	12,71	18,43	11,73	12,01	12,18	16,24	15,26	11,92	7,13
Fe ₂ O ₃	6,25	3,66	1,49	7,28	13	3,39	1,81	2,49	9,91	6,91	11,03	10,74	11,26	28,25	27,31
MgO	1,75	0,67	0,2	1,61	5,72	0,92	0,09	0,16	3,37	1,66	4	7,23	5,24	4,98	11,1
CaO	0,3	0,23	1,11	6,15	6,43	3,72	0,49	1,48	0,71	1,38	4,75	7,86	7,42	4,12	5,39
Na ₂ O	5,37	6,76	7,7	4,77	3,04	3,79	6,78	10,35	3,27	5,55	6	2,79	4,61	2,1	0,27
K ₂ O	1,33	0,47	0,06	0,02	1,79	3,04	0,24	0,09	1,68	0,45	0,31	1,69	1,03	2,88	0,12
TiO ₂	0,6	0,66	0,13	0,21	1,83	0,32	0,33	0,38	0,58	0,63	2,17	0,72	1,34	1,74	0,35
P ₂ O ₅	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	0,12	0,3	0,07	0,07
MnO	0,03	0,01	0,01	0,03	0,11	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,05	35	0,05	0,05	0,07
Cr ₂ O ₃	0,001	0,003	0,002	0,005	0,004	0,003	0,002	0,003	< 0,001	0,003	0,003	0,04	0,011	0,001	0,004
LOI	0,8	0,5	0,4	1,2	2,6	1,1	0,3	1,2	2	0,8	0,5	2,6	1,8	2,4	3,8
C _{total}	0,04	0,01	0,01	0,1	0,14	0,1	0,05	0,28	0,14	0,11	0,13	0,06	0,07	0,24	0,03
S _{total}	0,01	<0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	< 0,01	0,08	0,11	0,08	0,01
TOTAL	99,79	99,95	99,16	99,27	99,79	99,77	99,56	98,82	99,82	99,96	99,96	99,87	99,8	99,81	99,56
(ppm)															
Hf	13,5	12,5	2,4	2,6	5,2	3,5	9	9,6	6,6	7,5	6,7	1,6	3,6	1,1	2,7
Ba	356,2	75,9	17	8,8	911	704,9	33,8	8,6	301,7	100,1	37,7	356,1	101	285,2	11,7
Nb	15,5	16,2	2,5	2,5	18,3	4,2	9,2	6,3	10,7	10,2	21,9	3,4	4,6	7,7	3,1
Rb	68,9	19,2	2,5	< 0,5	83,5	90,6	14,2	3,1	148,3	20,3	8,4	74,2	38,3	148,8	7
Sr	30	16,9	104,5	330,9	288,7	321,2	23	24,2	40,6	25,3	15,1	228,3	194,4	150	8,5
Ta	1	1,4	0,2	0,2	1,4	0,3	1	0,8	0,9	1	1,2	0,2	0,3	0,4	0,2
Th	22,2	21,3	5,3	5,1	4	2,7	23,6	26	22,4	24,4	10,8	1,3	1,5	0,8	12,4
U	4,8	4,1	1,1	1,5	1,2	1,3	4,7	8,8	6,2	6,2	2,8	1,5	1	0,5	1,1
V	64	39	18	172	243	41	8	13	50	73	160	213	327	656	541
W	0,4	6,1	0,8	8,9	0,7	0,3	0,6	14,5	0,8	5,6	2,1	5,1	4	3,8	4,4
Zr	460,8	445,6	72,3	88,4	168,9	119,5	271,1	298,1	188,7	198,9	212,2	54,7	136,6	39,6	85,7
Y	6,4	13,2	4,6	9,3	30,2	6,3	8,9	3,2	17,4	18,6	40,9	11,4	21,3	14,9	10,8
La	1,7	2,5	72,1	6,7	50,3	4,3	11,6	8	105,6	13,5	4,8	10,5	16,5	33,4	2
Mo	1,3	2,7	2,7	3,7	2,1	3,3	3,6	8,9	5,3	3,6	1,4	2,4	2,2	2,5	1,5
Cu	6,1	9,8	122,3	856,8	12,7	94,6	16,3	33,8	15,8	13,7	4,1	625,7	1000,2	642,9	84,9
Pb	4,3	3	0,2	2,1	0,8	0,7	3,3	0,9	6,3	3,1	0,5	0,6	0,5	0,9	0,8
Zn	12	7	4	10	68	10	3	5	41	46	7	13	7	26	36
Ni	28,9	7,7	14	69,8	162,5	52,3	5,5	16	207	31,2	4,7	118,9	104,1	538,4	353,5
Co	22,3	10,2	2	14,3	46,9	10	2,2	2,6	40,7	21,1	39,1	47,6	39,8	55,6	85,2



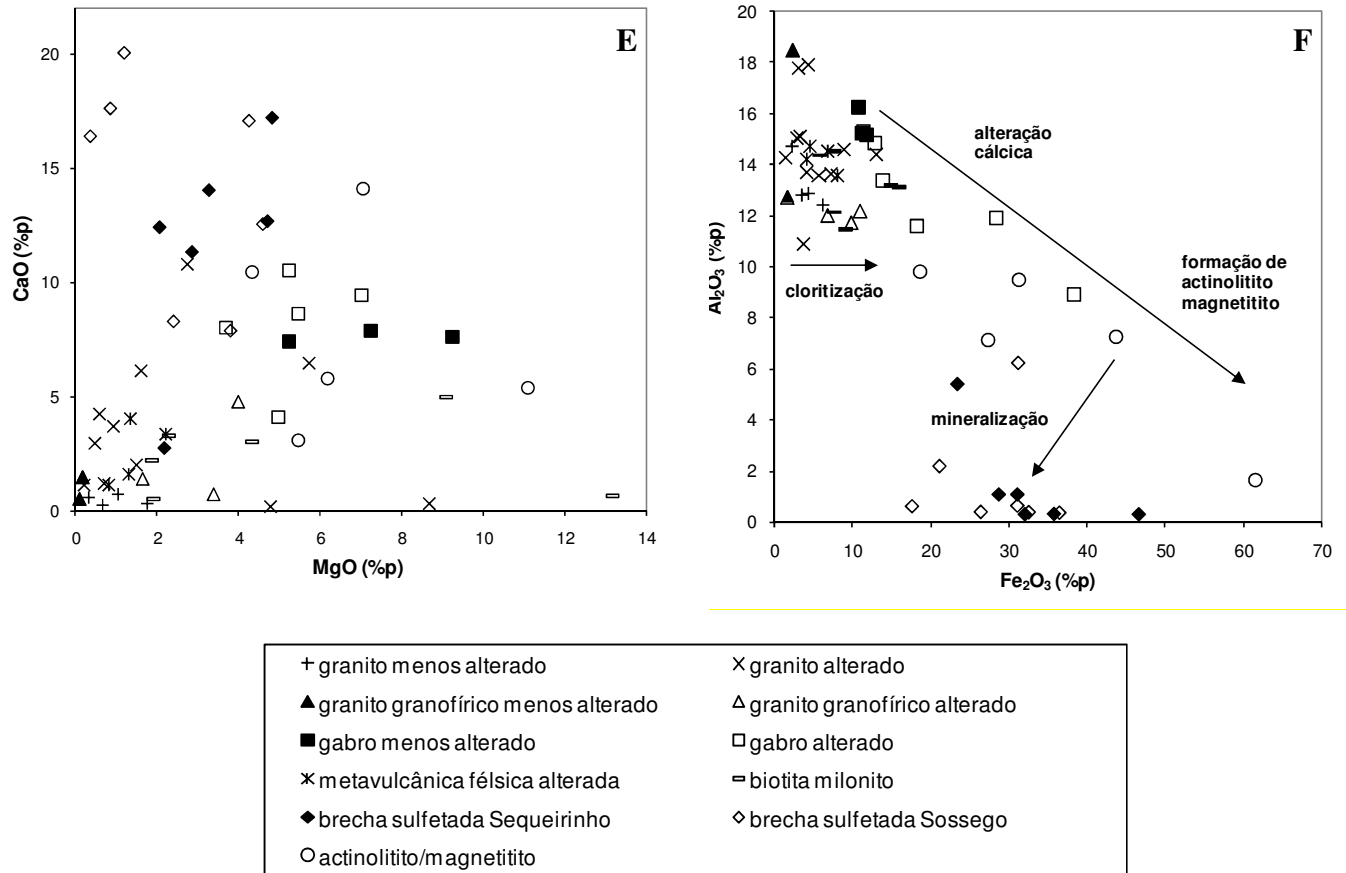


Figura 5.1 - Diagrama tipo-Harker entre óxidos maiores (rocha total) das rochas encaixantes e brechas mineralizadas do depósito de Sossego.

Altos conteúdos de CaO (até 6,4%), Fe (até 13% Fe₂O₃) e MgO (até 5,7%), contrapondo com baixos valores de Na (até 3,0% Na₂O) e Si (até 50,8% SiO₂), refletem a alteração cálcica que se sobrepõe à alteração sódica inicial no granito e gabro em setores mais proximais da brecha mineralizada do corpo Sequeirinho (Figs. 5.1B a E). Essa tendência é mais pronunciada no interior das zonas ricas em actinolita que se caracteriza por ser o envelope desse corpo de minério.

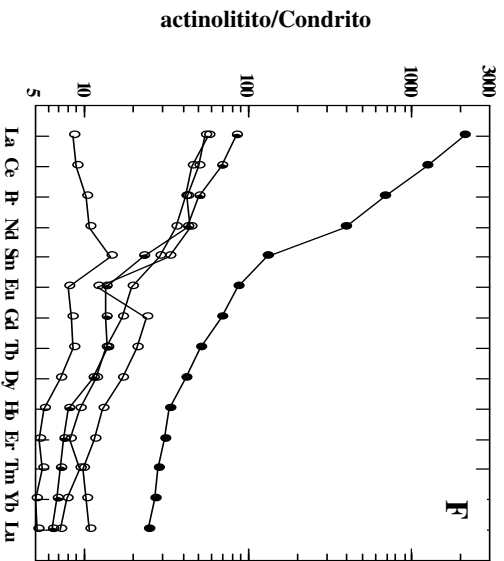
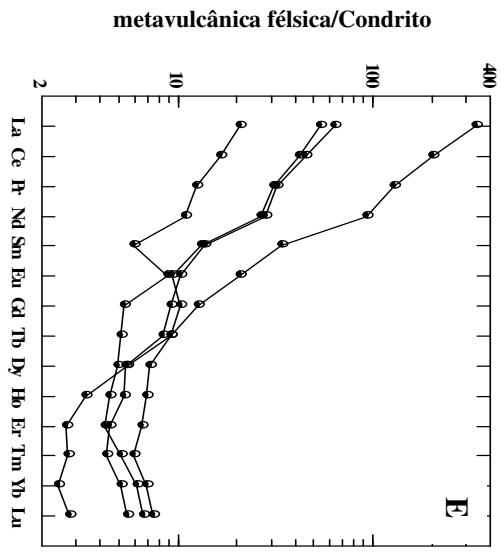
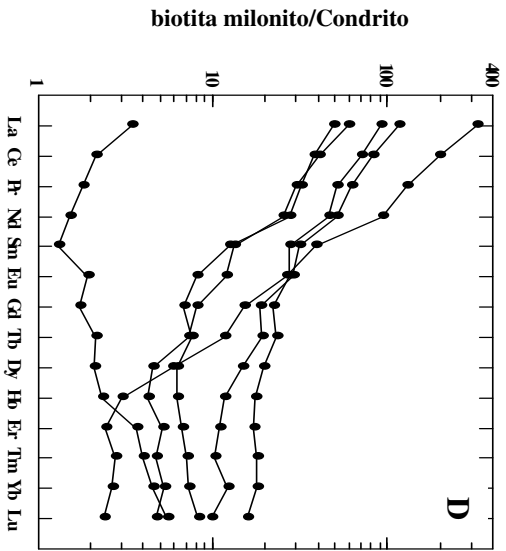
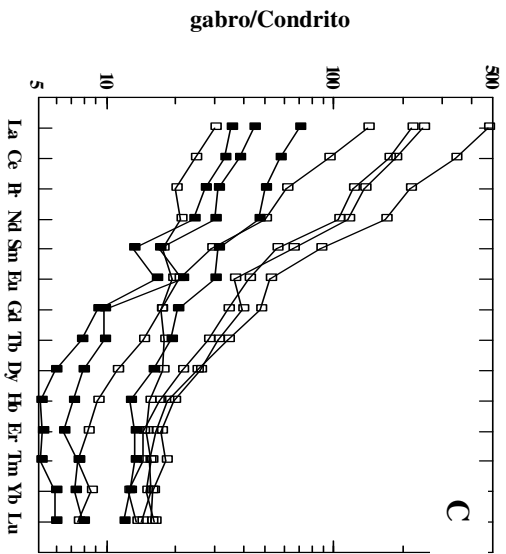
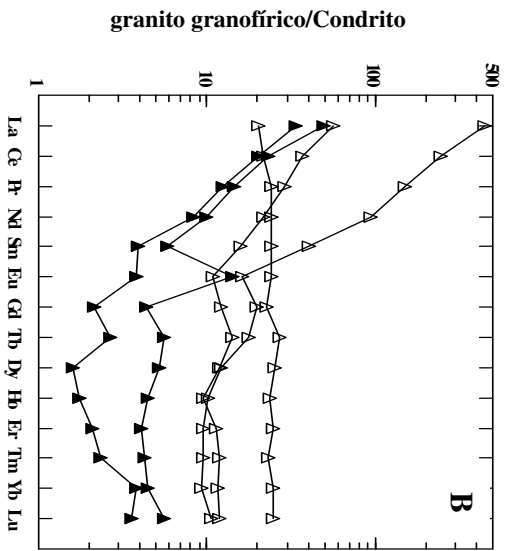
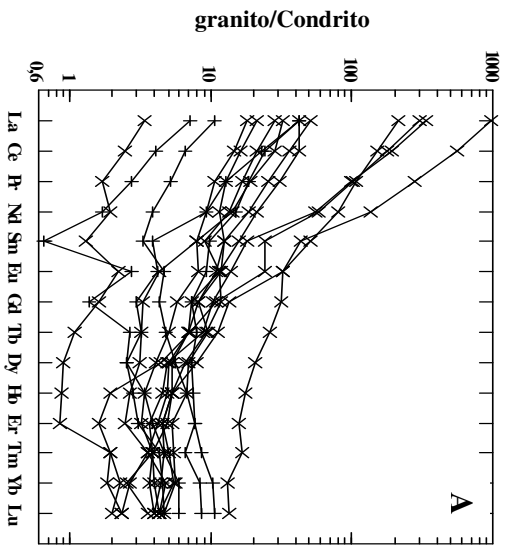
No actinolítico, Fe₂O_{3T} varia de 18 a 44%, CaO e MgO podem alcançar valores de até 14% e 11%, respectivamente, enquanto baixos valores são observados para Na₂O (0,1 a 0,9%), Al₂O₃ (7 a 9,8%) e SiO₂ (36 a 46%) (Figs. 5.1B a F). O magnetítico mostra conteúdos extremamente altos de Fe₂O_{3T} (até 61,5%), com baixos valores de SiO₂ (até 22,6%) e Al₂O₃ (até 1,65%) (Figs. 5.1D, F).

Em direção ao corpo de minério Sossego, o granito granofírico mostra um aumento nos conteúdos de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ (até 11,3%) e MgO (até 4%), com concomitante decréscimo no teor de SiO_2 (até 59%), (Figs. 5.1D, E), a medida em que se avança o estágio de alteração clorítica venular a pervasiva (clorita–calcita–magnetita–titanita–rutilo). A concentração de CaO nessa zona de alteração hidrotermal também pode ser alta, até 4,75%, em função da presença de calcita (Figs. 5.1B, C, E). No entorno da brecha e sistemas de veios sulfetados do corpo Sossego, a presença do halo de biotita e/ou feldspato potássico resulta no acréscimo de K_2O (até 2%) no granito granofírico.

Nas rochas miloníticas que se desenvolveram sobre os granitos e metavulcânicas félsicas, o conteúdo de K_2O varia de ~2 a 7% (Fig. 5.1A), principalmente em decorrência da abundância de biotita e da intensidade de substituição por clorita. As variações no conteúdo de Na_2O e CaO nestas rochas estão relacionadas a porcentagem de ocorrência de escapolita, turmalina e carbonato.

Rochas metavulcânicas félsicas fortemente hidrotermalizadas também registram a alteração sódica (até 5,8% de Na_2O) na forma da cristalização de albita e/ou escapolita (Fig. 5.1B). Nas zonas mineralizadas, o Na_2O decresce para valores da ordem de 2,5%, acompanhado pelo acréscimo de K_2O e de Fe_2O_3 de até 2,7% e 8,3%, respectivamente, em função da dominância da alteração potássica, representada por biotita, e subsequente cloritização associada com disseminação de calcopirita (Figs. 5.1A, D).

Os padrões de distribuição dos elementos de terras raras (ETR) normalizados pelos valores de condrito (Sun & McDonough 1989) para as rochas encaixantes do depósito de Sossego estão ilustrados nas Figs. 5.2A-F. O granito e granito granofírico com menos alteração sódica mostram leve enriquecimento em ETRL ($\Sigma_{\text{ETRL}}=5,5\text{--}35$ ppm e $\Sigma_{\text{ETRP}}=2\text{--}7,6$ ppm) e anomalias de Eu geralmente positivas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_\text{N} / (\text{Gd}_\text{N} \cdot \text{Sm}_\text{N})^{1/2} = 1,10\text{--}2,92$). A abundância absoluta de La nessas rochas graníticas alcança 50 vezes a do condrito, com $(\text{La}/\text{Lu})_\text{N}=1,2\text{--}9,5$. Nos equivalentes intensamente hidrotermalizados, os padrões de distribuição de ETR mostram um comportamento mais variável, principalmente no enriquecimento de ERTL.



As amostras de gabro menos alterado mostram um enriquecimento em ETRL ($\Sigma_{ETRL}=45-85$ ppm e $\Sigma_{ETRP}=6-14,6$ ppm), anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 1,19-1,68$) e $(La/Lu)_N = 5,6-5,9$. Amostras de gabro intensamente alterado mostram um padrão similar de distribuição de ETR *em relação ao gabro menos alterado*, com $\Sigma_{ETRL}=37-436$ ppm, $\Sigma_{ETRP}=10-24,5$ ppm e $(La/Lu)_N$ até 33,6, embora com $Eu/Eu^* = 0,71-1,10$.

Comportamento similar ao gabro também é encontrado no padrão de distribuição de ETR das rochas metavulcânicas félsicas, biotita milonitos e actinolítico e magnetítico. Actinolítico brechado não mineralizado mostra um enriquecimento em ETR ($\Sigma_{ETRL}=1510$ ppm, $\Sigma_{ETRP}=39$ ppm, $(La/Lu)_N=84$ e abundância absoluta de La de 2000 vezes a dos condritos).

5.2. BRECHAS SULFETADAS

As análises geoquímicas de amostras de minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral encontram-se nas Tabelas 5.3, 5.4 e 5.5 apresentadas a seguir.

As concentrações de SiO_2 das brechas sulfetadas variam de 8% a cerca de 40%, em função do aumento da proporção de fragmentos de granito hidrotermalizado ou actinolítico, ou de cristais de quartzo/actinolita/feldspato na matriz de ambas as brechas sulfetadas.

Figura 5.2 (página anterior) – Padrão de distribuição de ETR normalizado pelo condrito (composição segundo Sun & McDonough 1989) em (A) granito, (B) granito granofírico, (C) gabro, (D) biotita milonito, (E) metavulcânicas félsicas e (F) actinolítico. A simbologia das litologias menos e mais intensamente hidrotermalizadas é a mesma da figura 5.1.

Tabela 5.3 – Composição química do minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral.

	CORPO SEQUEIRINHO						CORPO SOSSEGO/CURRAL						
	SOS-1	SOS-2	SOS-3	SOS-4	SOS-5	SOS-6	SOS-7	SOS-8	SOS-9	SOS-10	SOS-11	SOS-12	SOS-13
SiO ₂	19,58	8,43	12,42	27,13	8,51	34,4	9,79	11,01	32,25	26,75	11,85	39,35	33,26
Al ₂ O ₃	1,06	0,28	0,28	1,06	0,3	5,41	0,39	0,38	0,61	0,63	0,36	6,19	2,17
Fe ₂ O ₃	28,77	46,53	32,08	31,13	35,77	23,52	26,41	32,5	17,68	31,05	36,38	31,16	21,17
MgO	4,82	2,19	3,26	2,86	2,08	4,72	1,2	0,35	0,87	4,6	2,39	3,81	4,24
CaO	17,2	2,71	14,03	11,29	12,41	12,7	20,03	16,41	17,64	12,52	8,26	7,88	17,04
Na ₂ O	0,09	0,01	0,01	0,02	0,04	2,67	0,03	0,03	0,09	0,02	0,04	0,63	0,08
K ₂ O	0,02	0,02	<0,02	0,02	0,04	0,12	0,03	0,04	0,14	0,26	0,02	1,04	0,23
TiO ₂	0,2	0,11	0,12	0,21	0,07	0,33	0,07	0,14	0,09	0,29	0,08	0,29	0,27
P ₂ O ₅	5,78	0,01	1,02	6,24	7,4	1,74	1,18	5,05	4,35	1,43	2,88	<0,01	2,75
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,12	0,04	0,13	0,05	0,02	0,04	0,12
Cr ₂ O ₃	0,001	0,002	<0,001	0,003	<0,001	0,008	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
LOI	2,7	10,6	4,8	5,3	9,6	3,1	<0,1	2	<0,1	2,3	9,2	5,5	3,1
C _{tot}	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	1,98	3,71	2,47	1,47	0,52	0,03	2,43
S _{tot}	8,97	20,96	14,39	12,62	18,18	7,52	18,07	15,72	11,55	6,35	18,71	8,78	3,85
TOTAL	80,31	70,93	68,06	85,57	76,26	88,79	57,96	67,99	73,26	79,96	71,53	95,99	84,46
Au	655,7	271,3	1059,6	115,2	1289,3	487,4	33891	1199,8	1783,7	508	96	915	164,4
Ni	1266,5	266	493,5	3511,9	308,4	539,4	76	390,5	977,6	412,8	275,7	1288	314
Co	186,4	140,4	124,4	582,9	109,3	109,3	7,4	36,6	39,6	107,3	34,6	516,6	44,7
Cu	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000
Mo	3,5	0,9	1,2	11,7	1,8	3,5	3,2	1,1	7,2	3,1	3,4	50,9	7,3
Pb	4,7	6,2	3,5	9,6	7,1	3,1	6,5	9	3,7	1,9	9,4	135,2	11,4
Zn	5	73	91	14	49	37	12	48	54	26	33	135	40
As	4	<0,5	1	3,1	5,3	3,3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	19,4	<0,5
Cd	0,1	0,4	0,4	0,3	0,4	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,9	2,6	0,5
Sb	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1
Bi	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,5	0,4	0,3	0,2	1,2	0,6	0,2
Ag	2,1	2,1	3,5	11,7	14,8	7,2	6,5	3,9	2,5	1,6	4	1,9	1
Hg	0,01	0,03	<0,01	0,03	0,01	<0,01	0,03	0,04	0,05	0,01	0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,1
Se	12,6	29,2	22,8	16,5	20,7	13,1	21,4	16,7	12,6	10,3	25,9	15	6,1
Sc	7	2	5	6	1	10	6	4	5	7	2	10	13
Ba	4,1	3,2	2,3	4,8	<0,5	14	4,6	6,2	4,6	5,3	<0,5	102,5	20
Be	1	<1	1	<1	<1	2	<1	<1	<1	1	<1	2	2
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1	0,2	0,4	<0,1	<0,1	0,3
Ga	23,9	14,3	18,1	15,1	7,5	11,4	2,9	4,2	3,2	18	7,1	29,9	16,6
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,6	1,3
Nb	0,8	0,7	0,6	1,4	<0,5	2,5	3,1	0,9	1,8	2,5	2,5	4,3	6,9
Rb	<0,5	2,7	<0,5	0,6	2,1	2,8	1,5	3,9	22,4	64,9	1,4	53,4	41,5
Sn	3	10	6	4	3	3	13	15	31	32	21	5	10
Sr	54,4	5	62,3	43,8	35,2	28,3	75,5	38,8	49,3	37,3	35	189,2	78
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,3	0,1	0,4	0,3
Th	12,2	0,6	6,9	7,4	3,1	10,5	1,4	7,2	1,3	6,1	8,3	22,6	16,2
U	2,3	0,1	1,3	2,6	1,4	3	9,9	10,9	2,5	21,3	17,1	34	9,3
V	475	306	313	359	166	314	23	144	49	315	75	153	186
W	2,9	4,2	1,6	0,7	1,6	1,2	2,3	0,4	3,4	7	1,8	0,7	2,8
Zr	7,5	1,7	1,2	6,2	1,5	32,7	2,5	5,4	3,7	9,7	5,5	73,4	29,3
Y	97,5	13,6	73,7	68,7	74	57	132,6	139	116,3	134,9	120,8	111,7	167,5
La	401,8	40,3	115	254,2	151,1	200,7	35,4	113,3	10,2	315	290,2	621,8	371,1
Ce	773,8	83,1	252,2	574	371,7	375,2	82,1	302,4	26,3	617,5	651,1	964,3	641,9
Pr	85,81	9,18	31,61	61,86	45,08	41,66	10,15	35,5	3,94	68,49	68,85	92,74	68,39
Nd	331,1	31,7	134,3	218,7	171,9	165	41,2	134,3	21,1	256,3	235,1	316,2	259,9
Sm	47,6	5	27,4	31,3	28,6	25,8	10,9	24,7	8,6	40,2	36,6	42,2	43,9
Eu	3,92	0,55	2,26	4,01	1,92	3,15	2,3	2,7	1,57	4,39	4,15	4,79	4,69
Gd	33,03	3,88	24,04	23,76	23,44	20,6	16,01	27,19	15,93	32,68	29,53	30	37,98
Tb	3,99	0,59	3	3,11	3,25	2,36	3,49	4,58	3,45	4,66	4,58	4,02	5,5
Dy	18,1	2,71	13,54	13,95	14,51	10,75	21,74	24,91	20,06	23,82	22,97	20,13	29,32
Ho	3,06	0,47	2,33	2,28	2,52	1,91	4,64	5,16	4,36	4,38	4,12	3,56	5,47

Er	7,17	1,08	5,69	4,96	5,41	4,62	12,15	12,2	10,42	11,27	9,78	8,73	14,49
Yb	4,95	0,98	3,52	3,27	3,47	3,38	11,95	9,66	9,83	9,07	7,51	7,69	11,91
Lu	0,66	0,13	0,49	0,47	0,46	0,43	1,83	1,6	1,39	1,35	1,14	1,08	1,73

Análises de óxidos maiores (% em peso) por ICP-ES; elementos menores, traço e ETR (ppm) e Au (ppb) por ICP-MS. Análise de C e S total por LECO.

Tabela 5.4 – Dosagem multi-elemento (teores em %, exceto Ag em g/t) para minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral.

	CORPO SEQUEIRINHO			CORPO SOSSEGO/CURRAL			
	SOS-02	SOS-04	SOS-05	SOS-07	SOS-08	SOS-09	SOS-11
Cu	24,265	11,424	19,678	17,534	18,001	10,814	23,189
Ni	0,04	0,389	0,041	0,01	0,045	0,11	0,036
Co	0,024	0,076	0,027	0,002	0,007	0,004	0,005
Mo	<0,001	0,002	<0,001	0,001	<0,001	0,001	<0,001
Pb	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Zn	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Ag	<2	10	11	<2	<2	<2	<2
Mn	<0,01	0,01	<0,01	0,12	0,03	0,11	0,01
Fe	31,69	20,43	24,15	17,37	21,47	11,69	24,4
As	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Sr	<0,001	0,003	0,003	0,007	0,003	0,004	0,003
Cd	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Bi	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Ca	1,02	6,65	8,06	14,41	11,29	11,83	5,11
P	0,331	2,848	3,458	0,758	2,342	1,949	1,463
Cr	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Mg	0,14	0,25	0,09	0,34	0,15	0,42	0,34
Al	0,05	0,3	0,04	0,15	0,15	0,26	0,11
Na	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01
K	0,03	0,02	0,03	<0,01	0,04	0,12	0,03
W	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Hg	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001

As concentrações de Na₂O e K₂O são muito baixas, da ordem de 0,05-0,1%, com exceção das amostras SOS-06 e SOS-12, onde atingem 2,67% e 1,04%, respectivamente, em virtude da maior presença de clastos de rocha granítica hidrotermalizada (Tabela 5.3). A partir da Tabela 5.5 também se constata que as concentrações de Na e K são baixas, sendo que o K mostra valores 3 vezes maior que o Na.

O mesmo ocorre com os valores de Al₂O₃, que geralmente são inferiores a 1,1%, mas naquelas duas amostras alcançam 6,2%. As concentrações de MnO e Cr₂O₃ também são baixas, inferiores a 0,1% e 0,003%, respectivamente.

A concentração de MgO apresenta valores de até 4,8% estando diretamente relacionada à porcentagem de actinolita-clorita nos fragmentos e na matriz da brecha. As concentrações de CaO variam de 11% a 17% nas amostras da brecha Sequeirinho, em função da assembléia de

minerais cálcicos, especialmente actinolita e apatita. Na brecha Sossego/Curral, o CaO compreende valores de 12 a 20%, atribuídos a presença de calcita±apatita na matriz, o que é confirmado pelo conteúdo de C_{TOT} . Os teores mais baixos de CaO, como 2,7% e 8%, referem-se às amostras de brecha com matriz rica em sulfeto semi-maciço (SOS-02 e 11) e/ou suportada por clasto (SOS-12).

O minério em Sequeirinho e Sossego–Curral possui baixo valor de TiO_2 , da ordem de 0,1% a 0,3%, enquanto o conteúdo de P_2O_5 pode atingir valores de até 6,2%, conforme a presença de apatita. As concentrações de Fe_2O_{3T} são extremamente altas, variando de 17,7% a 46,5%, e relacionam-se à porcentagem de calcopirita e magnetita na matriz das brechas, conforme comprova o conteúdo de S_{TOT} e o teor de Cu de 11 a 24%. Os teores de Fe, Ca e P são extremamente elevados no minério, com valores máximos de 31,7%, 14,4% e 3,5%, respectivamente (Tabela 5.4).

Os dois tipos de minério, além das elevadas concentrações de CaO, P_2O_5 , Fe_2O_{3T} , S_{TOT} e Cu, também apresentam uma assinatura geoquímica caracterizada pelo enriquecimento em Au (até 33 ppm), Ag (até 15 ppm), Ni (até 3500 ppm), Co (até 583 ppm), V (até 475 ppm), Y (até 167 ppm), Se (até 29 ppm) e em terras raras leves (ETRL), principalmente La (até 622 ppm) e Ce (até 964 ppm). Em relação à concentração de V, a brecha do corpo Sequeirinho mostra valor médio de 320 ppm, enquanto para a brecha do corpo Sossego/Curral a média encontra-se em 157 ppm. Esta diferença na concentração de V está associada ao conteúdo de V_2O_3 na magnetita dos dois corpos de minério, conforme investigado por Xavier *et al.* (2008a).

A concentração de U é no geral baixa, com valores de até 3 ppm no corpo Sequeirinho e entre 3 e 35 ppm no corpo Sossego–Curral. Os teores médios de Ni e Co de 1064 e 208 ppm, respectivamente, são mais elevados no corpo Sequeirinho do que no corpo Sossego (médias de 533 e 45 ppm, respectivamente), conforme a Tabela 5.3. De acordo com a Tabela 5.4, as amostras de minério revelam teores elevados de Cu, que variam de 11 a 24 %, conforme a proporção de calcopirita na matriz das brechas. Os teores de Ni podem atingir até 0,4%, embora na maioria das amostras permaneçam abaixo de 0,045%, ao passo que a concentração de Co mostra um enriquecimento da ordem de 10 vezes, quando se compara o minério do corpo Sequeirinho (valores de 0,02 a 0,08%) com o de Sossego–Curral (valores de 0,002 a 0,007%).

Os altos conteúdos de Ni e Co estão correlacionados à presença de siegenita e millerita, que ocorrem freqüentemente como inclusões na calcopirita. Além disso, Xavier et al. (2008a) também mostram que magnetita associada ao corpo Sequeirinho contém razões bem mais elevadas de Ni/Co que a magnetita do corpo Sossego. Adicionalmente, concentrações de Pb, Sn, Rb, Y, Nb são maiores no minério do corpo Sossego–Curral comparado ao minério do corpo Sequeirinho.

Em função dos teores de Pd e Au verificados em alguns *logs* dos furos de sondagem (dados CVRD), foram selecionadas 07 alíquotas das mesmas amostras de minério para dosagem de Au, Pt e Pd por ensaio ao fogo (Tabela 5.5). O teor de Au é maior nas amostras do minério do corpo Sossego–Curral, podendo atingir 24,6 ppm, ao passo que no corpo Sequeirinho varia de 0,34 a 1,1 ppm. O teor de Pt é baixo nos dois corpos de minério, enquanto a concentração de Pd mostra uma nítida distinção entre as duas brechas, com valores médios de Pd em Sequeirinho (540 ppb) superiores 9 vezes ao conteúdo em Sossego–Curral (61 ppb).

Tabela 5.5 – Dosagem de Au, Pt e Pd (concentração em ppb) por ensaio ao fogo/ICP-ES para minério de alto teor dos corpos Sequeirinho e Sossego/Curral.

CORPO DE MINÉRIO	AMOSTRAS	Au	Pt	Pd
SEQUEIRINHO	SOS-02	338	3	945
	SOS-04	1104	13	266
	SOS-05	747	<2	409
SOSSEGO/CURRAL	SOS-07	24652	5	37
	SOS-08	615	4	48
	SOS-09	2746	<2	85
	SOS-11	789	40	74

Os teores de Ag também são maiores no corpo Sequeirinho, onde o minério pode conter até 11 g/t do metal nas amostras analisadas. Os teores de Mo, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Bi, Cr, W e Hg estão abaixo ou no limite de detecção do método analítico e não ocorrem em concentrações anômalas em ambos os corpos de minério do depósito de Sossego.

As brechas sulfetadas dos corpos de minério Sequeirinho e Sossego–Curral mostram um padrão de distribuição de elementos terras raras (ETR), normalizado pelos valores de condrito (Sun & McDonough 1989), relativamente uniforme e caracterizado por um enriquecimento em elementos terras raras leves ($\Sigma_{ETRL}=71\text{-}2042$ ppm e $\Sigma_{ETRP}=10\text{-}108$ ppm) e forte anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,23\text{-}0,45$) (Fig. 5.3). A abundância absoluta de La alcança até 2.600 vezes a do condrito com $(\text{La}/\text{Lu})_N$ variando de 7,5 a 65, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ de 0,8 a 9,5 e $(\text{Gd}/\text{Lu})_N$ entre 2,1 e 6,3. A brecha do corpo Sossego revela um padrão uniforme com relação à distribuição de ETRP, com

$\Sigma_{\text{ETRP}} = 67\text{-}108$ ppm e $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}} = 1,4\text{-}3,4$, enquanto a brecha do corpo Sequeirinho apresenta $\Sigma_{\text{ETRP}} = 9\text{-}72$ ppm e $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}} = 3,7\text{-}6,3$.

Somente uma amostra do corpo Curral mostra uma inversão no padrão de distribuição de ETR, com enriquecimento em ETRP (SOS-09, onde $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 0,8$ e $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}} = 1,4$), embora persista a anomalia negativa de Eu.

As principais fases hidrotermais portadoras de ETR identificadas nas brechas sulfetadas foram epidoto–allanita e apatita. A análise por ICP-MS de concentrado de duas amostras de apatita hidrotermal, encontrada em vênulas intimamente associadas à brecha do corpo Sequeirinho, revela enriquecimento em ETRL ($\Sigma_{\text{ETRL}} = 1285\text{-}2356$ e $\Sigma_{\text{ETRP}} = 131\text{-}167$), semelhante ao padrão encontrado no minério, assim como forte anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,34$) (Fig. 5.4). As maiores concentrações em ETRL referem-se à La (242-477), Ce (580-1123) e Nd (327-535). Imagens de elétrons retro-espalhados de apatita presente na matriz das brechas sulfetadas Sequeirinho e Sossego mostram uma miríade de inclusões de monazita, responsáveis pelos elevados conteúdos de ETRL.

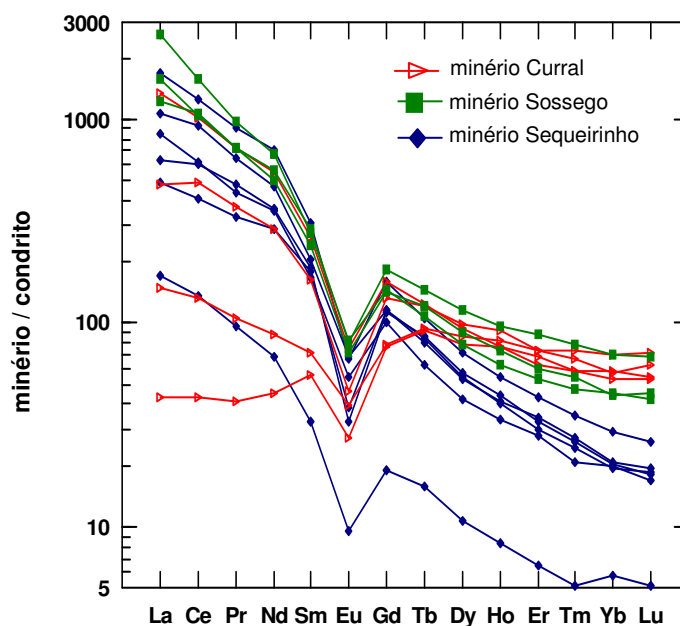


Figura 5.3 – Padrão de distribuição de ETR normalizado pelo condrito (composição segundo Sun & McDonough 1989) nas brechas sulfetadas dos corpos Sequeirinho e Sossego–Curral.

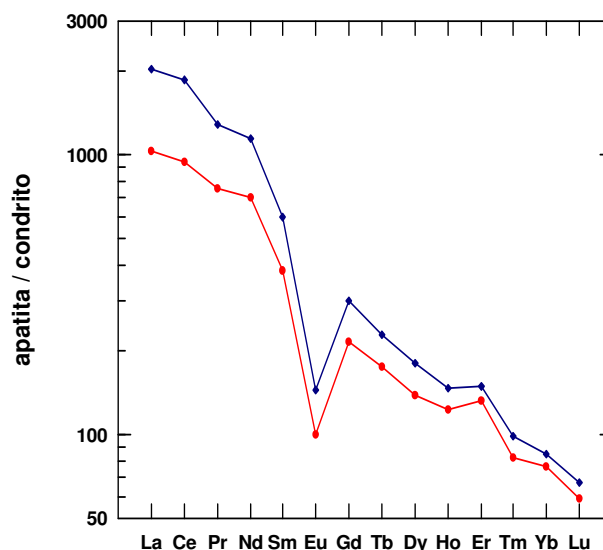
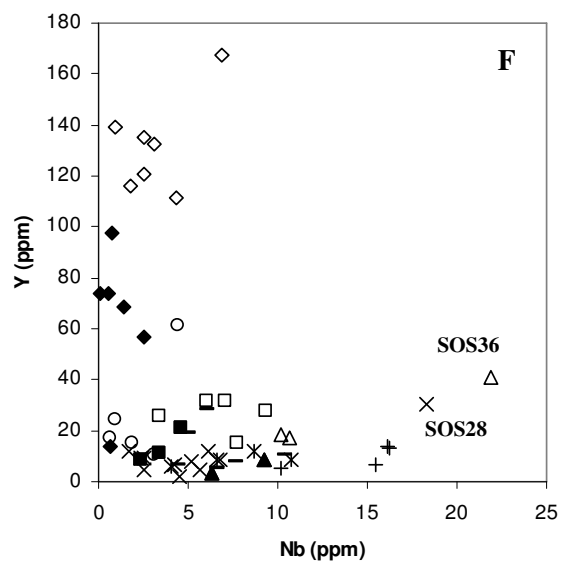
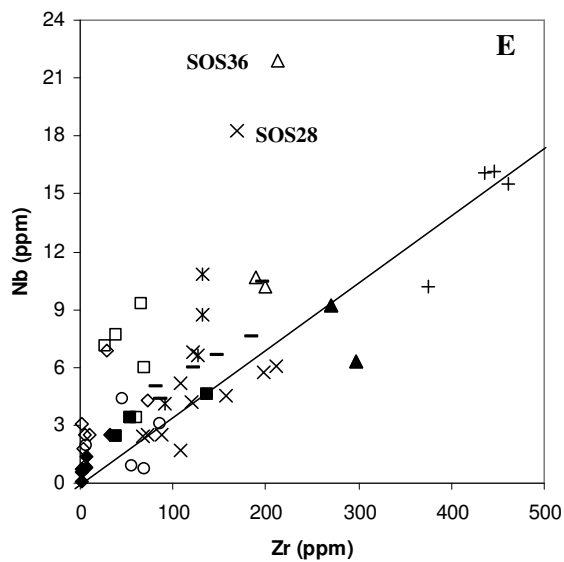
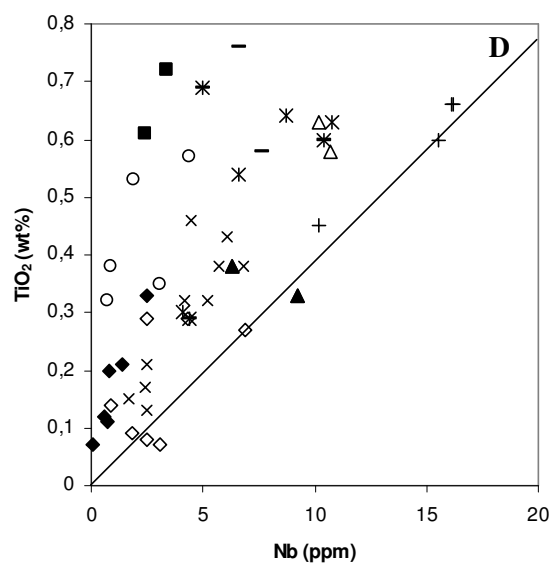
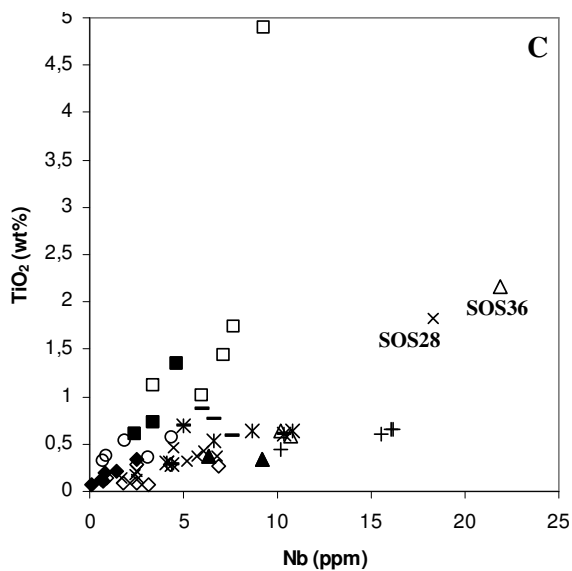
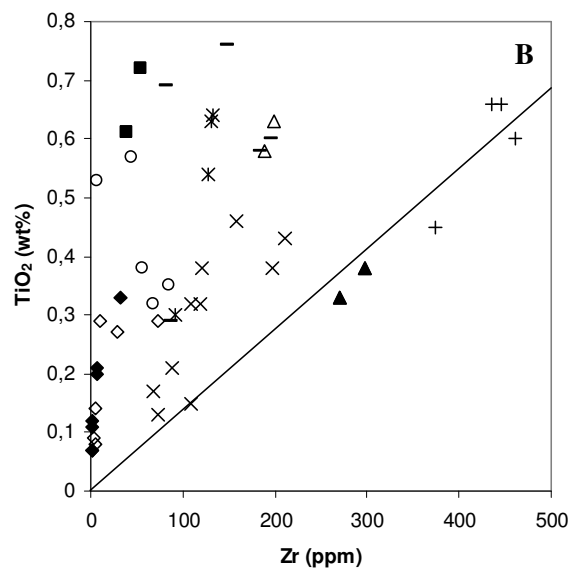
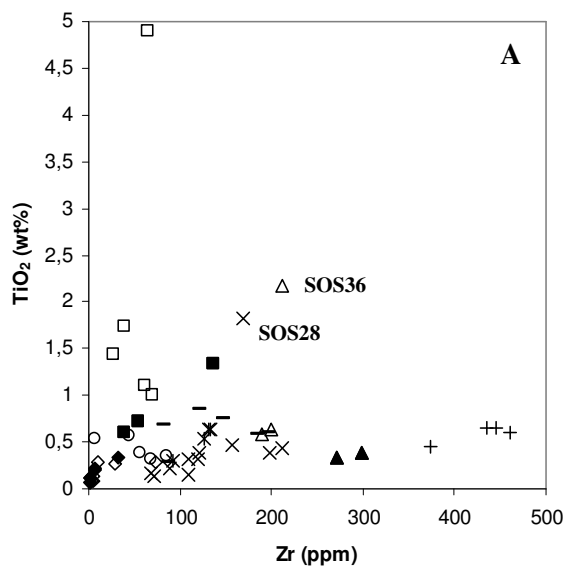


Figura 5.4 - Padrão de distribuição de ETR normalizado pelo condrito (composição segundo Sun & McDonough 1989) em concentrado de apatita hidrotermal associada à brecha sulfetada de Sequeirinho.

5.3. ELEMENTOS TRAÇO

A correlação entre Ti, Zr, Nb e Y em diagramas bivariantes para as rochas encaixantes metassomatizadas do depósito de Sossego foram usadas para se avaliar a extensão da mobilidade desses elementos no sistema hidrotermal Sossego (Fig. 5.5).

Para o granito e granito granofírico menos alterados (albitizados), esses elementos são fracamente móveis (Figs 5.5B, D, E). As rochas graníticas alteradas exibem um padrão de dispersão indicando o aumento da mobilidade desses elementos com a evolução da alteração sódico-cálcica (Figs. 5.5A-E). Granito e granito granofírico intensamente hidrotermalizados, assim como actinolítico, revelam a alta mobilidade de Ti, Zr, Nb e Y nos corpos de minério Sequeirinho e Sossego em condições de alteração hidrotermal extrema (Figs. 5.5A, C, E-G). Granito fortemente substituído por actinolita-titanita-epidoto (SOS28), assim como granito granofírico alterado por uma assembléia formada por clorita-rutilo±ilmenita (SOS36), apresentam alto conteúdo de TiO_2 , Nb e Y e baixa concentração de Zr, em relação aos termos menos alterados. Ti, Zr, Nb e Y mostram o mesmo comportamento para o gabro, com altas razões TiO_2/Zr , TiO_2/Nb , $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e Y/Nb comparadas as rochas graníticas (Figs 5.5A-G).



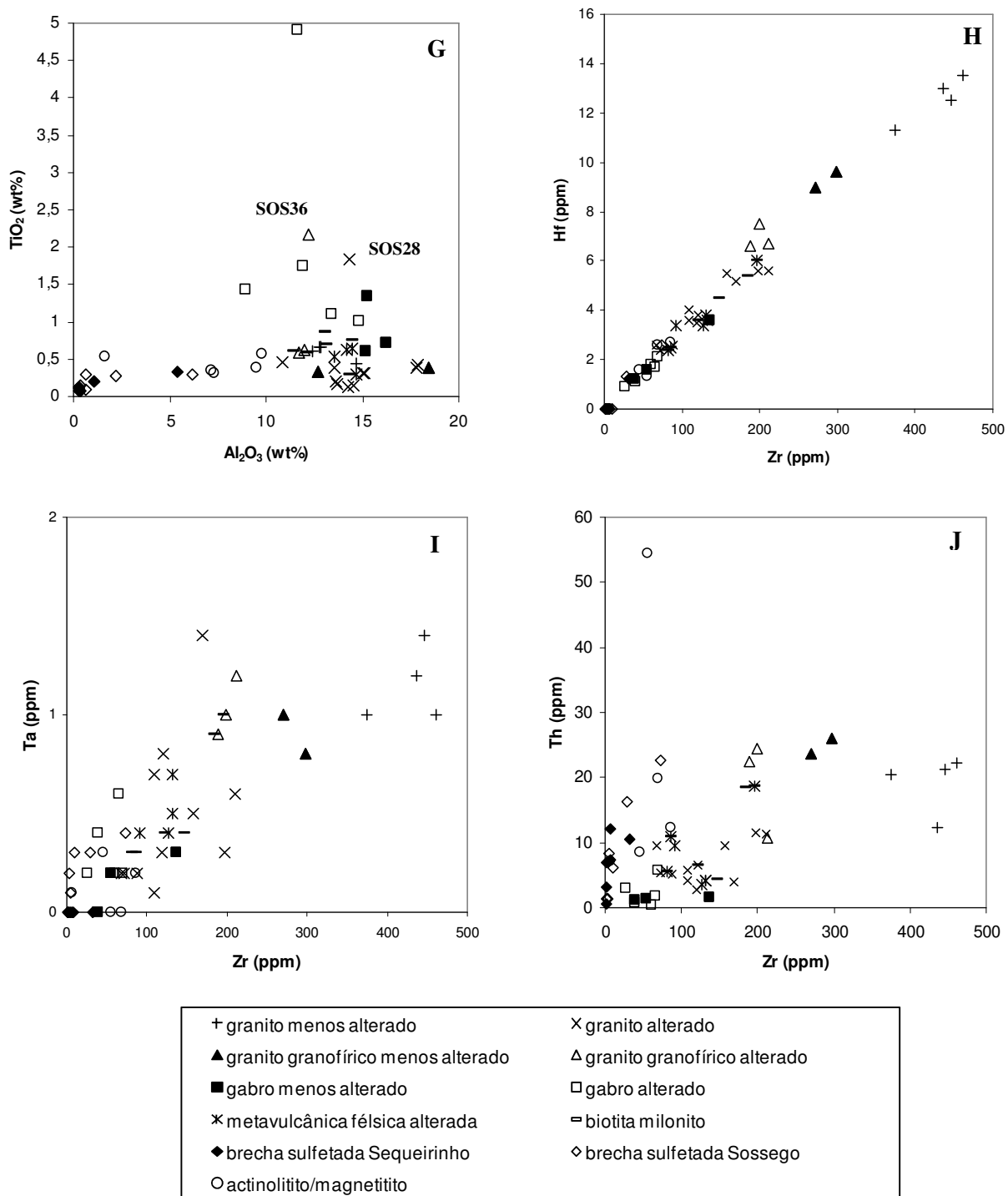


Figura 5.5 – Diagramas bivariantes de elementos traço para as rochas encaixantes e brechas sulfetadas do depósito de Sossego. As amostras SOS28 e SOS36 correspondem aos termos mais intensamente hidrotermalizados do granito e granito granofírico hospedeiros dos corpos Sequeirinho e Sossego, respectivamente.

A alta mobilidade desses elementos também é verificada no biotita milonito e nas rochas metavulcânicas félsicas. Nesses diagramas (Figs 5.5A-G) são observadas coincidências de alguns dados de biotita milonito com granito granofírico ou metavulcânica félsica, indicando a intensa deformação e alteração potássica dessas rochas encaixantes presentes na lapa do minério.

Destaca-se também o alto conteúdo de Y e a baixa concentração de Nb, Zr e Al_2O_3 nas brechas sulfetadas em relação as suas rochas encaixantes nos corpos de minério Sequeirinho e Sossego.

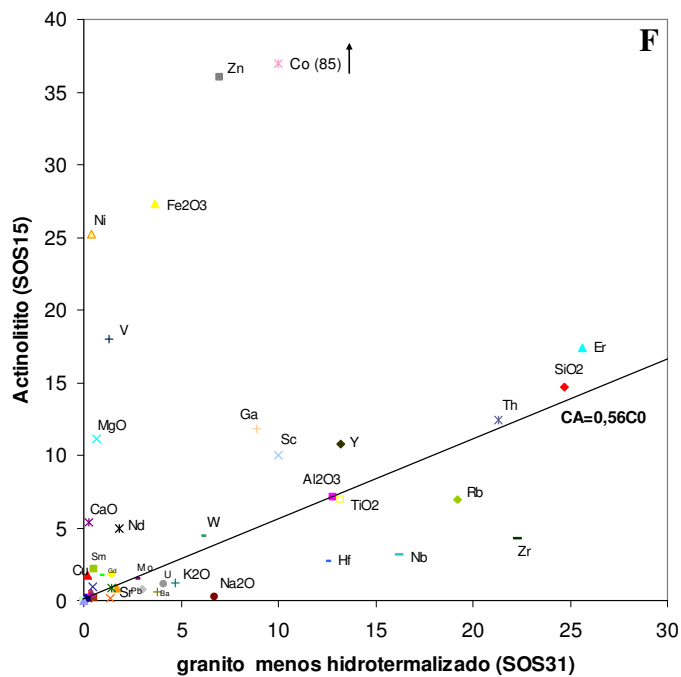
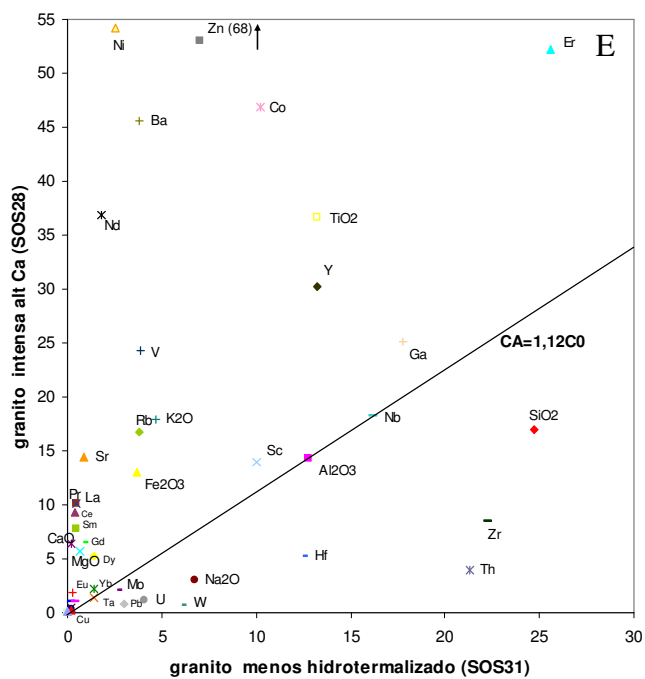
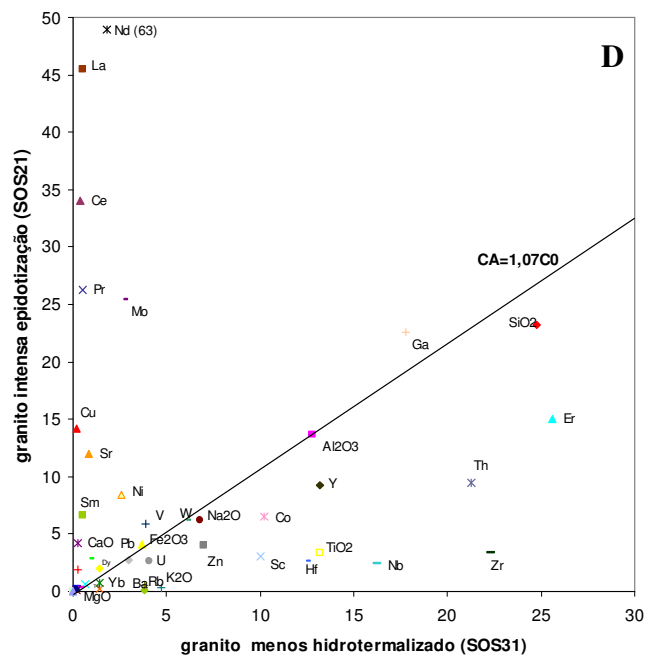
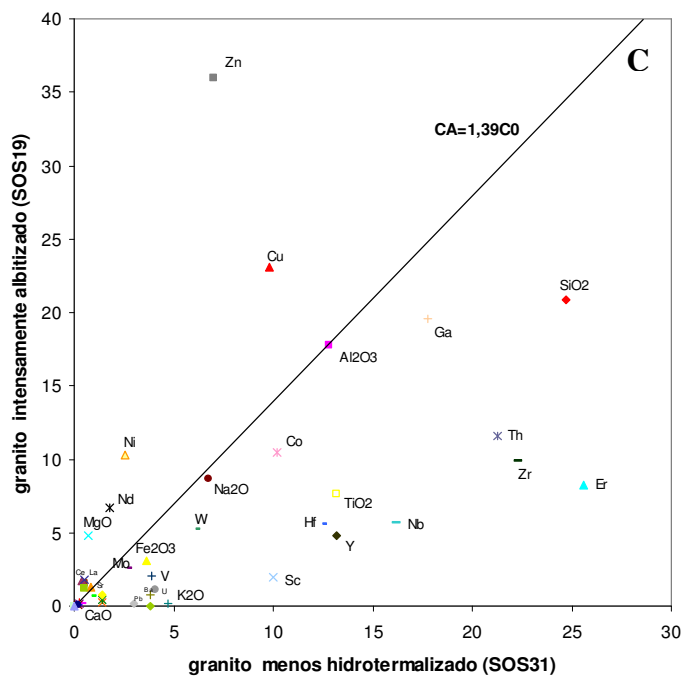
O diagrama Zr versus Hf mostra um alinhamento de todos os litotipos hospedeiros do depósito de Sossego. Granito e granito granofírico menos alterado têm conteúdos mais altos de Zr e Hf, que são progressivamente removidos à medida que aumenta a intensidade da alteração hidrotermal. Gabro alterado e actinolito mostram concentrações mais baixas de Zr e Hf, enquanto a maioria dos pontos referentes às brechas sulfetadas situam-se próximos a origem nos diagramas bivariantes. Nos diagramas Zr *versus* Nb, Ta e Th há um maior espalhamento dos dados.

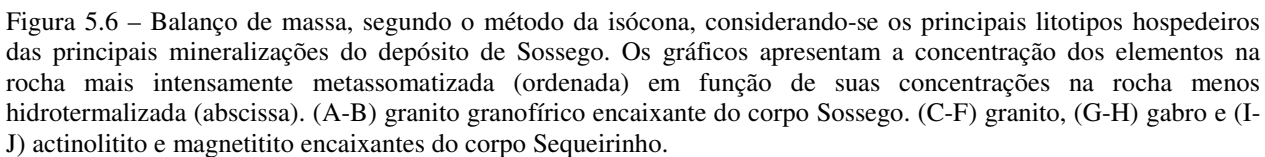
5.4. BALANÇO DE MASSA

Para o cálculo do balanço de massa foi utilizado o método das isóconas (*isocon*, onde *iso* = igual, constante e *con* = concentração), de Gresens (1967), cuja equação foi adaptada e apresentada graficamente por Grant (1986). Em um gráfico da concentração dos elementos na rocha alterada (ordenada) em função de suas concentrações na rocha original ou menos hidrotermalizada (abscissa), a isócona (reta) passa pela origem e melhor se ajusta aos pontos correspondentes aos elementos imóveis (como Al_2O_3), ou seja, aqueles com a mesma razão de mudança em sua concentração. A inclinação da isócona reflete a mudança de massa causada pelo metassomatismo na rocha, ao passo que a posição dos pontos (razão entre concentrações) em relação a essa reta permite o cálculo dos ganhos e perdas dos elementos que acompanham a alteração hidrotermal (Grant 1986; Leitch & Lentz 1994; Whitbread & Moore 2004; Oliver *et al.* 2004). Para lançar a concentração de todos os elementos em um mesmo gráfico e auxiliar a definição do melhor traçado da isócona, alguns elementos, em especial os traço, foram multiplicados ou divididos por um determinado fator, tanto para a rocha original menos alterada como para a mesma, mas afetada por intenso hidrotermalismo.

Para o granito granofírico que hospeda a brecha sulfetada do corpo de minério Sossego, a intensificação da alteração sódica conduz ao enriquecimento adicional de Na₂O (Fig. 5.6A), associada com ganhos em U e metais de transição, tais como Cu, Zn, Mo, Ni and W. As principais perdas correspondem a K, TiO₂, Ba, Rb, Y, SiO₂, Ga, La, Ce, Nb, Pb, Nd, Hf, Sr, Th and Zr.







A substituição progressiva do granito granofírico albitizado por um estágio de cloritização provoca o enriquecimento em Fe e Mg até valores superiores a 1.000%, assim como o empobrecimento em SiO₂, Na₂O, Zr and Hf. Amostras intensamente substituídas por clorita pervasiva (SOS36) mostram altos ganhos em Ti (Fig. 5.6B). Enriquecimentos em K₂O and CaO são atribuídos à presença de feldspato potássico e biotita como um halo de metassomatismo ao redor da brecha sulfetada e calcita disseminada, respectivamente, no corpo Sossego. Nd, Zn, Y, Nb, Pr, Ba, W, Er e V mostram ganhos variáveis, enquanto Ce, La, Th, Sr e Rb podem ser enriquecidos ou empobrecidos. O conteúdo de Cu tende a permanecer constante ou diminuir nesse estágio de alteração hidrotermal. No granito granofírico intensamente cloritizado há grande aumento no conteúdo de Co, enquanto Ni apresenta o mesmo comportamento ou é levemente empobrecido.

O aumento da alteração sódica no entorno do granito hospedeiro do corpo de minério Sequeirinho produz enriquecimento em Cu, Ni, Zn e Nd e empobrecimento de K₂O, TiO₂, Rb, Pb, Hf, Y, Nb, Zr, U, V, Ba, Ga, W, Co, Mo e Sc (Fig. 5.6C). A epidotização sobreposta ao granito albitizado revela acentuado enriquecimento em ETRL, assim como CaO, Sr, Eu, Gd, Cu, Mo, Ni, V e Dy (Fig. 5.6D). Concomitantemente há perdas de SiO₂, Na₂O, Co, Zn, Y, Yb, U, Er, Sc, TiO₂, K₂O, Rb, Pb, Ba, Nb e Zr. Amostras representativas da zona de alteração potássica (feldspato potássico vermelho) mostram altos ganhos em Ni e Cu, associado com K₂O, U, Co, Zn, Rb, Ba, Sr, Mo e W.

O estágio de alteração cálcica no granito revela enriquecimento em CaO, Fe₂O₃, MgO, juntamente com Ni, Nd, Sm, Ce, La, Pr, Sr, Ba, Zn, Eu, Co, Gd, V, Dy, Rb, TiO₂, Ga, Sc e Yb (Fig. 5.6E). Os conteúdos de Nb, Ta e Cu praticamente permanecem constantes, enquanto Mo, SiO₂, Pb, U, Hf, Na₂O, Zr, W e Th são empobrecidos. A substituição progressiva pela alteração cálcica resulta em uma zona rica em actinolita–magnetita que ocorre como um envelope no entorno da brecha sulfetada do corpo Sequeirinho. Esse envelope de alteração cálcica é caracterizado por grande aumento em massa (79,4% em relação ao granito albitizado) e extremo enriquecimento (> 1000%) em CaO, MgO, Ni, Cu, Co, Fe₂O₃ e V; além de Sm, Zn, Nd, Gd, Pr, Ga, Dy, W, Y e Er (Fig. 5.6F). Há perdas de K₂O, U, Pb, Rb, Ba, Hf, Nb, Zr, Na₂O e Ta nesse envelope da mineralização sulfetada.

O gabro é menos afetado pela alteração sódica em comparação com as rochas graníticas. O aumento da alteração cálcica no gabro resulta em enriquecimento de Fe_2O_3 , ETRL, TiO_2 , Cu, Ni, Nb, Sn, Y, Yb, V, Co, Zn, Zr and Sr (Fig. 5.6G). Algumas amostras podem mostrar ganhos em K_2O e Au, enquanto Na, Mg e Ca permanecem relativamente constantes ou com pequeno enriquecimento ou empobrecimento. Gabro com intensa alteração cálcica, marcada por grande quantidade de magnetita associada, apresenta 82% de aumento de massa em relação às amostras menos alteradas (Fig. 5.6H), associado com ganhos no conteúdo de Cu, P_2O_5 , La, Ce, Pr (> 1000%), Gd, V, Sm, Nd, Fe_2O_3 , Au, Sn, Y, Nb, Ni, Ga, Co, CaO, Sr, Zn, Sc e Rb. As concentrações de Hf, K_2O , Mo, Zr, W e MgO permanecem constantes ou apresentam pequenas perdas, enquanto Na_2O mostra grande empobrecimento.

A comparação entre amostras representativas do actinolito isotrópico e do magnetitito brechado e com sulfeto revela a ocorrência de ganho no conteúdo de Cu, Au e Ag (> 1000%), ETRL, Ni, Fe_2O_3 , V e Ga (Fig. 5.6I). Há perdas no conteúdo de K_2O , CaO, Na_2O , Co, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 e Zn.

Do actinolito para a brecha sulfetada Sequeirinho (Fig. 5.6J) há um acentuado enriquecimento em Au, Cu, Ag, S_{total} , P_2O_5 , ETRL e ETRP (>> 1000%); Sr, Y, Yb, Pb (> 1000%); CaO (400%); Mo, Fe_2O_3 , Co, U, Zn (300-400%); Ni (200%); W, K_2O , Rb, Ga e V (10-20%). Nb, Na_2O , SiO_2 , MgO apresentam perdas entre 10 e 50%, enquanto Zr, Ba e Al_2O_3 mostram um empobrecimento de cerca de 80% em relação ao actinolito.

5.5. DISCUSSÕES

Assinatura geoquímica das brechas

As brechas dos corpos Sequeirinho e Sossego-Curral têm uma assinatura geoquímica marcada pelo enriquecimento em Cu-Fe-Au-Ni-Co-Se-V-P-ETRL e baixo conteúdo de Ti e U. O corpo Sequeirinho apresenta maiores valores de Co, Ni, Pd, V e Se em relação ao corpo Sossego-Curral; enquanto esse último mostra valores mais altos de Au, C_{total} , Pb, Sn, Rb, Y e Nb quando comparado ao primeiro.

Particularmente o enriquecimento em ETRL tem sido registrado com frequência em depósitos de óxido de Fe-Cu-Au na Província Mineral de Carajás, como nos depósitos de

Igarapé Bahia e Salobo (Tallarico 2003; Tallarico *et al.* 2000, Tazava & Oliveira 2000; Requia & Fontboté 1999; Lindenmayer *et al.* 1998), como também em Cloncurry District (Wang & Williams 2001; Pollard 2000), Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1990) e Candelária–Punta del Cobre (Marschik *et al.* 2000). Da mesma forma, o enriquecimento em Ni–Co também é encontrado em outros depósitos dessa classe, tais como no norte do Chile e sul do Peru (Andes Central) e no Cloncurry District, Austrália (Sillitoe 2003; Wang & Williams 2001, Pollard 2000; Baker 1998).

Mazdab & Barton (2001) analisaram a associação mineral encontrada em depósitos de óxido de Fe (Cu–Au–ETR) e concluíram que a presença de silicatos portadores de cloro, feldspato alcalino, allanita e/ou monazita, magnetita, apatita enriquecida em ETR, titanita e sulfetos enriquecidos em Co pode ser atribuída, em parte, a variações na alcalinidade e salinidade do fluido mineralizante, compatível com salmouras hipersalinas não-magmáticas.

Considerando uma fonte predominantemente magmática para os fluidos mineralizantes, como evidenciado por vários estudos de isótopos estáveis, Pollard (2000) atribui, parcialmente, o enriquecimento em Ni e Co à composição e grau de fracionamento da fonte magmática. Desta forma, uma fonte máfica produz magmas com maior conteúdo de V, Cr, Co e Ni, que poderiam ser incorporados à fase fluida magmática gerada durante sua ascensão. Adicionalmente, pode ocorrer interação entre os fluidos magmáticos, as rochas hospedeiras e/ou fluidos externos, que também poderiam incorporar estes metais ao sistema hidrotermal.

Wang & Williams (2001) associam a associação de Cu–Au–Ni–Co–Te–Se, encontrada no depósito de Mount Elliot, a um magma primitivo, que também poderia ter fornecido Ca, Mg e Fe ao fluido responsável pela formação do *skarn* rico em Fe. Uma parte do Ni, por sua vez, pode ter sido lixiviada de rochas máficas existentes na seqüência hospedeira da mineralização. A assinatura em Cu–Au–Co–Ni–As–Mo–U de alguns depósitos de óxido de Fe–Cu–Au dos Andes Central, que estão hospedados ou ocorrem próximo a corpos intrusivos de gabrodiorito e diorito, também é considerada por Sillitoe (2003) como indicativa da associação genética com plutonismo relativamente máfico. Sillitoe (2003) chama atenção para a similaridade entre os depósitos de Candelária–Punta del Cobre, Ernest Henry e Sossego, evidenciando a formação de sistemas hidrotermais, relacionados a intrusões de gabro e/ou diorito, atuantes do Arqueano ao Mesozóico.

A questão da concentração de Ni e Co (siegenita e cobaltita) no depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Igarapé Bahia e a sua associação com elementos incompatíveis como U e ETR (uraninita e monazita), de filiação ácida, é atribuída por Tallarico (2003) ao possível *underplating* de magmas máficos-ultramáficos que, alojado na base da crosta, poderia contaminar pulsos magmáticos ácidos posteriores.

Os dados de química mineral também apontam um significativo enriquecimento em Co, Ni, Se e Pd, associado com ETR, Th e U nas fases minerais presentes nas zonas mineralizadas dos corpos Sossego e Sequeirinho (Monteiro *et al.* 2008b). A assinatura geoquímica do minério provavelmente está relacionada a processos de interação fluido-rocha que conduziram à lixiviação das rochas encaixantes por fluidos hidrotermais. As potenciais rochas-fonte fornecedoras de Co, Ni, Se, V e Pd para o fluido hidrotermal são os corpos de gabro, associados com o actinolito/magnetito e com as brechas sulfetadas (corpo Sequeirinho–Baiano), e as rochas ultramáficas, que ocorrem intercaladas com metavulcânicas ácidas a intermediárias (corpos Sequeirinho e Pista). A maior proximidade das rochas-fonte com o corpo Sequeirinho e/ou estruturação favorável pode explicar as maiores concentrações desses metais em suas brechas sulfetadas em relação ao corpo Sossego–Curral.

A lixiviação desses metais a partir do gabro e das rochas ultramáficas deve ter ocorrido por fluidos salinos, não necessariamente de origem magmática, de alta temperatura e com alto conteúdo de Cl, dirigidos por um sistema hidrotermal regional, cuja principal fonte de calor foram as sucessivas intrusões registradas ao longo da evolução da Província Mineral de Carajás.

Mobilidade de Elementos durante o metassomatismo

O depósito de óxido de Fe–Cu–Au Sossego registra uma história metassomática múltipla e complexa, com a predominância de tipos de alteração hidrotermal específicos para cada corpo de minério.

Os corpos de minério Sequeirinho–Baiano são marcados por ampla alteração sódica (albita–hematita±calcita) e alteração sódico-cálcica (actinolita mais albita, epidoto, magnetita, titanita, quartzo e allanita), geralmente acompanhada por setores dominados por actinolita–magnetita–(apatita) e espacialmente associados com os intervalos de brecha sulfetada.

Os corpos de minério Sossego–Curral, por sua vez, estão associados com alteração potássica (feldspato potássico–biotita–allanita), intensa cloritização (clorita mais calcita–magnetita–titanita–rutilo±quartzo) e alteração cálcica recorrente (calcita–epidoto–apatita–actinolita–magnetita–titanita), que envelopa ou está contida no interior do sistema de veios sulfetados e na matriz da brecha hidrotermal mineralizada. As rochas metavulcânicas félsicas do corpo Pista registram alteração sódica (albita–escapolita) e potássica (biotita–feldspato potássico), além de silicificação e formação de clorita e turmalina.

A seqüência de estágios de alteração hidrotermal produziu um grande intercâmbio de óxidos maiores e elementos traço em todas as rochas encaixantes, denotando a alta mobilidade de elementos nas sucessivas mudanças nas assembléias minerais. A alteração sódica no granito e granito granofírico conduz ao enriquecimento em Na–(Cu–Ni–Mo–Zn) associado com o empobrecimento em Ca, Mg, K, Ti, Ba, Rb, Pb, (U, La, Ce, Hf, Y, Nb e Zr).

As alterações cálcica e potássica, por outro lado, têm efeito oposto na distribuição de elementos comparado com a alteração sódica inicial. Elementos empobrecidos nos granitos albitizados (como K, Rb, Ba, U, Pb, Zn) foram incorporados na zona de alteração potássica como inclusões de barita, galena, esfalerita e uraninita nos cristais de feldspato potássico e biotita, notavelmente nos corpos de minério Sossego–Curral. La e Ce foram incorporados na estrutura da allanita e epidoto, associados com biotita e calcita, respectivamente, assim como na monazita.

Elementos como ETRL e HFSE (Ti, Zr, V, Y, Nb, Hf e Ta) são extremamente móveis no sistema hidrotermal Sossego. As principais fases minerais hospedeiras de ETR são epidoto, allanita e monazita, geralmente inclusa em apatita presente nas zonas mineralizadas, que favorecem a partição de ETRL, como verificado nas brechas sulfetadas.

A intensa cloritização do granito granofírico hospedeiro do corpo de minério Sossego–Curral é acompanhada por ganhos significativos em V e Ti, provavelmente relacionados com a abundância relativa de magnetita e rutilo–ilmenita–pirofanita. A alta mobilidade de Ti também é verificada no estágio de alteração cálcica pela conspícua presença de titanita no granito hospedeiro da brecha Sequeirinho. Durante a alteração sódica, a quebra da biotita ígnea pode ser uma fonte de Ti e Fe para a cristalização de titanita, rutilo e ilmenita. Da mesma forma, Ca

proveniente do plagioclásio se tornou disponível para a cristalização de calcita e titanita ou para formação de outros minerais da assembléia de alteração hidrotermal cálcica.

As perdas de Y e Nb são identificadas durante os estágios de alteração sódica, epidotização e alteração cálcica incipiente no granito, granito granofírico e gabro. Por outro lado, ganhos progressivos em Y são observados a partir da zona de alteração cálcica do granito e gabro que envelopam a brecha do corpo Sequeirinho–Baiano, assim como do granito granofírico intensamente cloritizado que hospeda a brecha do corpo Sossego–Curral. Zr, Hf e Ta são sucessivamente removidos das rochas encaixantes com a evolução da alteração hidrotermal, mas não são incorporados nas brechas sulfetadas. A dissolução de zircão por um fluido hidrotermal de alta temperatura, ácido e salino pode ser responsável pelas perdas de Zr (Nb, Y e Th) nas rochas encaixantes metassomatizadas. (Davidson 1992; 1994, Huston & Cozens 1994).

A mobilidade de elementos HFSE e ETRL pode estar relacionada à atividade de Cl e/ou F no fluido hidrotermal, conforme considerado para a brecha mineralizada do depósito de Cu–Au de Olympic Dam, que apresenta um comportamento similar em termos de partição de ETR (Oreskes & Einaudi 1990, De Jong *et al.* 1998). Biotita rica em Cl, anfibólio e apatita, espacialmente associada com as zonas mineralizadas (Monteiro *et al.* 2008a, b), assim como inclusões aquosas hipersalinas presentes em quartzo da brecha sulfetada Sossego (Carvalho *et al.* 2005 e capítulo 6), fornecem evidências para a mobilização de elementos compatíveis e incompatíveis por fluidos hipersalinos ricos em cloro.

CAPÍTULO 6 – INCLUSÕES FLUIDAS

6.1. AMOSTRAS INVESTIGADAS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

O estudo de inclusões fluidas foi desenvolvido em amostras dos corpos Sossego e Sequeirinho, conforme relação de seções bipolidas apresentada na Tabela 6.1. Para o corpo Sossego foram selecionados cristais de quartzo e/ou calcita contidos em amostras de: a) veios e brechas mineralizadas, representativas dos estágios inicial e principal de mineralização, respectivamente; e b) vênulas fracamente mineralizadas hospedadas no granito granofírico, correspondente ao evento final e distal de alteração hidrotermal pós-mineralização.

Tabela 6.1 – Relação de amostras dos corpos Sossego e Sequeirinho selecionadas para estudo de inclusões fluidas em seções bipolidas.

Amostra	Mineral	Descrição	Estágio (da mineralização)	Paragenético
Corpo Sossego				
319/133,36	Qtz	veio brechado que corta granito granofírico hidrotermalizado preenchido por mag-act-ap-cpy-qtz-cal		Inicial
314/132,90	Qtz	Brecha sulfetada com granito granofírico hidrotermalizado imerso em matriz de cal-qtz-cpy-cl		Principal
314/200,00	Qtz	Brecha sulfetada com granito granofírico hidrotermalizado imerso em matriz de cal-cl-ep-qtz-cpy		Principal
319/107,31	Cal	Vênula irregular preenchida por cal grossa e cpy subordinada		Tardio
Corpo Sequeirinho				
39K	Qtz	Bolsão de quartzo com ab-ep-act-py±cpy subordinado contido em magnetitito maciço		Inicial
39L	Qtz	Bolsão de quartzo restrito a clasto de actinolitito no interior da brecha sulfetada		Inicial
02C	Qtz	Veio com qtz-cl-cpy cortando granito hidrotermalizado		Tardio
Corpo Pista				
346/185,39	Qtz	Veios com qtz-tur-ab		Pré-mineralização (alteração sódica)
346/186,07	Qtz	Veios com qtz-tur-ab		Pré-mineralização (alteração sódica)

Abreviações: act = actinolita; ab = albita; ap = apatita, cal = calcita, ep = epidoto; cl = clorita, cpy = calcopirita; mt = magnetita; py = pirita; qzt = quartzo; tur = turmalina.

Para o corpo Sequeirinho, as inclusões fluidas foram investigadas em cristais de quartzo contido em bolsão irregular que corta o magnetitito ou em bolsão restrito a clasto de actinolitito presente no interior da brecha sulfetada e em veio que corta granito albitizado, distante e provavelmente correspondente ao estágio tardio de mineralização. Os bolsões irregulares de quartzo se formaram após as alterações sódica e sódico-cálcica, porém previamente ao evento principal de brechação e mineralização, como indica a ocorrência de quartzo restrita ao clasto no interior da brecha sulfetada.

O estudo de seções bipolidas, confeccionadas a partir de amostras de testemunhos de sondagem do depósito de Sossego, foi realizado em microscópio petrográfico (ZEISS Axiophot) com luz transmitida e refletida do Instituto de Geociências (UNICAMP). Este microscópio é acoplado a um analisador de imagens (LEICA Qwin) que permite a captura de microfotografias das fases minerais e suas relações texturais, assim como das inclusões fluidas hospedadas em minerais transparentes.

A petrografia de seções bipolidas em cristais de quartzo e carbonato teve por objetivo a identificação dos tipos e assembléias de inclusões fluidas, fases presentes à temperatura ambiente e modos de ocorrência, assim como a seleção de setores adequados para as leituras microtermométricas das mudanças de fases nos diferentes tipos de inclusões fluidas identificadas.

A caracterização da composição e propriedades dos fluidos mineralizantes foi efetuada através da microtermometria em inclusões fluidas contidas em cristais de quartzo e carbonato de amostras mineralizadas do corpo Sossego, dispostos em seções polidas em ambas as faces com espessura em torno de 100-200 μm .

Para as medidas microtermométricas em inclusões fluidas utilizou-se uma platina de aquecimento/resfriamento LINKAM THMSG600 adaptada a um microscópio petrográfico convencional. Esta platina está conectada a uma unidade controladora de temperatura LINKAM TMS92 que permite programar a taxa de aquecimento e resfriamento para valores de 0,1 a 90 $^{\circ}\text{C}/\text{min}$, possibilitando que a temperatura em seu interior, por meio da combinação de um sistema de circulação de nitrogênio líquido (LINKAM LNP2) e uma resistência elétrica, atinja valores, respectivamente, entre -196°C e 600°C . Inclusões sintéticas SYN FLINC foram usadas para calibrar a temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) de inclusões aquosas de alta e baixa salinidade, a temperatura do eutético (T_{e}) e a dissolução de halita (T_{dh}). A precisão da temperatura medida é

de $\pm 0,1$ °C ao longo do intervalo alcançado pela platina e a exatidão é de $\pm 0,2$ °C ($T = -100$ a -20 °C), $\pm 1,0$ °C ($T = -20$ a 30 °C) e $5-10$ °C ($T > 100$ °C).

6.2. PETROGRAFIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

Nas amostras do corpo Sossego, o carbonato ocorre como cristais grossos subhedrais a agregados finos anhedrais, geralmente com aspecto turvo. As inclusões fluidas contidas no carbonato são menores que $2-5\text{ }\mu\text{m}$ e, portanto, inadequadas para medições microtermométricas. Somente nos setores mais límpidos da calcita é possível encontrar inclusões fluidas maiores ($5-8\text{ }\mu\text{m}$), que puderam ser analisadas (Fig. 6.1A). Estas inclusões possuem forma de cristal negativo, retangulares a quadradas, sendo aquosas bifásicas (H_2O_l e H_2O_v) a temperatura ambiente, com grau de preenchimento constante, em torno de 0,9.

O quartzo está presente como cristais anhedrais ($1-3\text{ cm}$) também turvos, principalmente em sua porção central, e como cristais subhedrais a euhedrais transparentes, inclusos ou intercrescidos com agregados de calcita/quartzo ou cristais de calcopirita (Figs. 6.1B, C e D).

A vênula que corta o granito granofírico cloritizado (amostra 319/107,31) contém cristais de calcita, finos a grossos, euhedrais a agregados finos anhedrais, com aspecto turvo ou límpido. Nos cristais de calcita encontram-se setores sem inclusões fluidas e outros com inclusões de dimensões diminutas ($<3\text{ }\mu\text{m}$). Localmente, em setores límpidos, ocorrem inclusões fluidas maiores ($>5-10\text{ }\mu\text{m}$), adequadas à microtermometria, apesar da duplicação da imagem pela difração da luz nos cristais de calcita.

Os cristais de quartzo do veio brechado (amostra 319/133,36) são anhedrais a subhedrais ($<1-3\text{ cm}$), geralmente transparentes e podem ocorrer intercrescidos com cristais de calcita.

Para o corpo Sequeirinho, os cristais de quartzo dos bolsões (amostras 39K e 39L) são irregulares a euhedrais, com contatos poligonizados ou formando agregados poligonizados, têm aspecto turvo a límpido e podem estar fraturados ou com extinção ondulante. O quartzo está em associação/intercrescido com actinolita–magnetita ou pode conter inclusões de epidoto–(albita)±magnetita–pirita (amostra 39K).

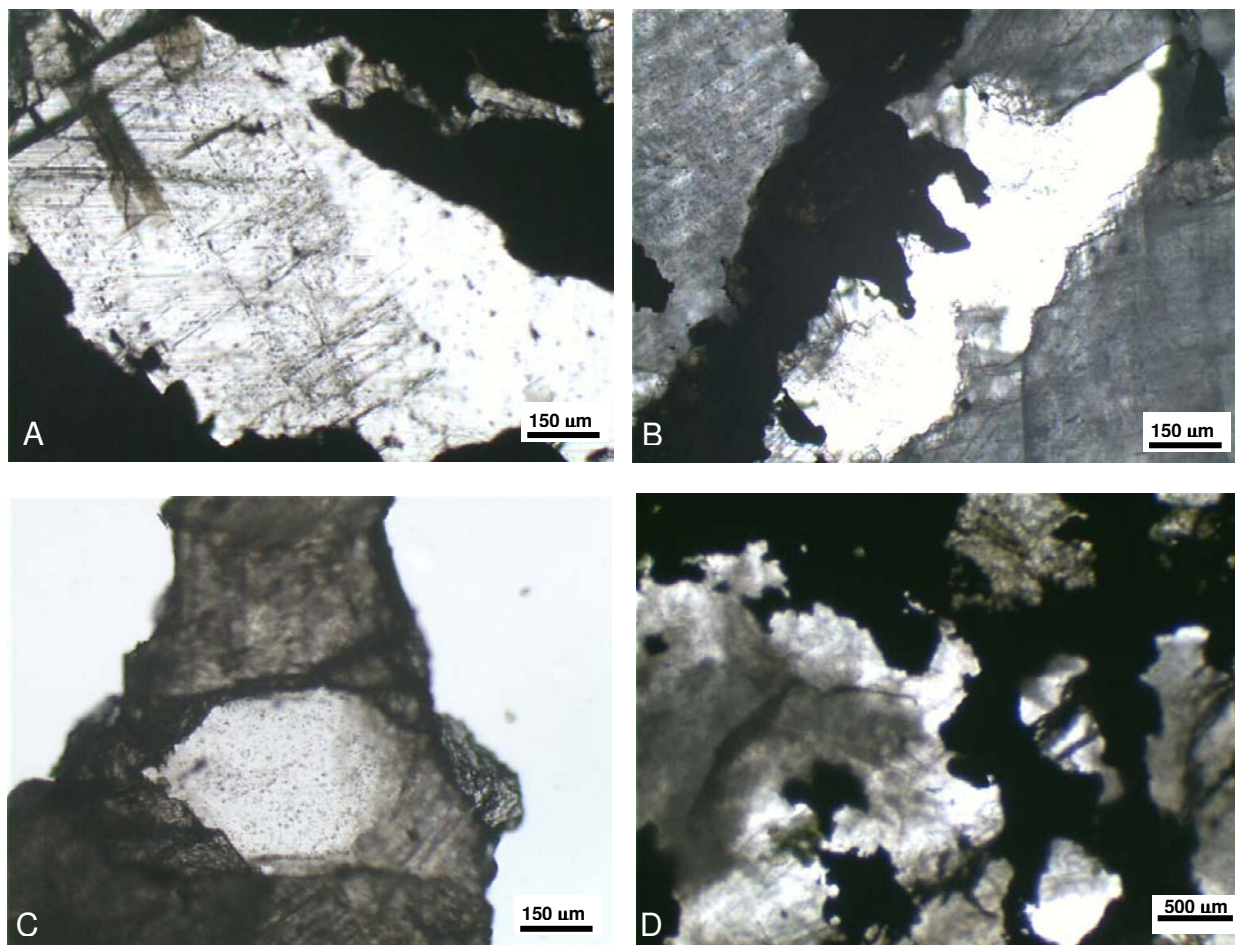


Figura 6.1 – Fotomicrografias de minerais transparentes utilizados para estudos de inclusões fluidas. (A) porção límpida de cristal de calcita intercrescida com calcopirita (amostra de brecha sulfetada, 314/132,90); (B) quartzo límpido intercrescido com calcopirita e quartzo/calcita turvos (amostra de brecha sulfetada, 314/132,90); (C) cristal euhedral de quartzo límpido envolvido por quartzo turvo (amostra de brecha sulfetada, 314/132,90); (D) quartzo anhedral intercrescido com calcopirita, onde as melhores inclusões fluidas para microtermometria concentram-se em suas bordas límpidas, próximo ao contato com o sulfeto (amostra de bolsão sulfetado, 314/200). Luz transmitida, sem analisador.

No veio de quartzo (amostra 02C), o quartzo ocorre em cristais grossos, irregulares e em contatos serrilhados. Comumente estão fraturados e intercrescidos com clorita–actinolita e/ou calcopirita.

Nos corpos Sossego e Sequeirinho foram identificados dois tipos principais de inclusões fluidas com base na natureza e número de fases presentes a temperatura ambiente (Fig. 6.2):

– **Tipo 1:** inclusões aquosas bifásicas contendo H_2O líquido (L) e uma fase vapor (V), com grau de preenchimento ($L/L+V$) variando de 0,5 a 0,9 e dimensões entre 5 e 15 μm (Fig. 6.2A)

– **Tipo 2:** inclusões aquosas consistindo de H₂O líquido (L), uma fase vapor (V), e uma fase sólido (S), geralmente de formato cúbico (Figs. 6.2A a C). Essas inclusões variam em tamanho de 5 a 15 µm. No geral, o cristal de halita e a bolha de vapor ocupam de 5 a 30% e de 5 a 10% da cavidade da inclusão, respectivamente (Figs. 6.2B e C). Subordinadamente o tipo 2 contém mais de uma fase sólido, mais comumente no corpo Sequeirinho, as quais, em alguns casos, representam até 90% do volume da cavidade da inclusão (Fig. 6.2F).

As inclusões do tipo 1 com grau de preenchimento constante ($L/L+V=0,9$) predominam no veio de calcita pós-mineralização do corpo Sossego, embora inclusões do tipo 2 ocorram localmente.

Análises das fases sólido das inclusões por microscópio eletrônico de varredura revelaram que, em geral, a halita é o cloreto mais comum nas inclusões do tipo 2, seguida por quantidades subordinadas de silvita e outros cloretos de K ($\pm\text{Fe}\pm\text{Ca}\pm\text{Mn}$), e Ca–Fe (Mn) (Fig. 6.3).

As inclusões dos tipos 1 e 2 mostram formato arredondado a irregular ou cavidades em cristal negativo e podem coexistir em grupos isolados, nuvens tridimensionais e em planos intracristalinos (Figs. 6.2A, B e D). Subordinadamente, cada tipo de inclusão fluida pode ocorrer em populações distintas (Fig. 6.2E).

Os modos de ocorrência e a baixa deformação encontrada no quartzo hospedeiro das amostras investigadas indicam que os dois tipos de inclusões são de natureza primária ou pseudosecundária. Portanto, o conteúdo fluido dessas inclusões pode ser considerado o mais representativo do fluido envolvido em parte da evolução do sistema hidrotermal e da mineralização de Cu–Au no depósito de Sossego.

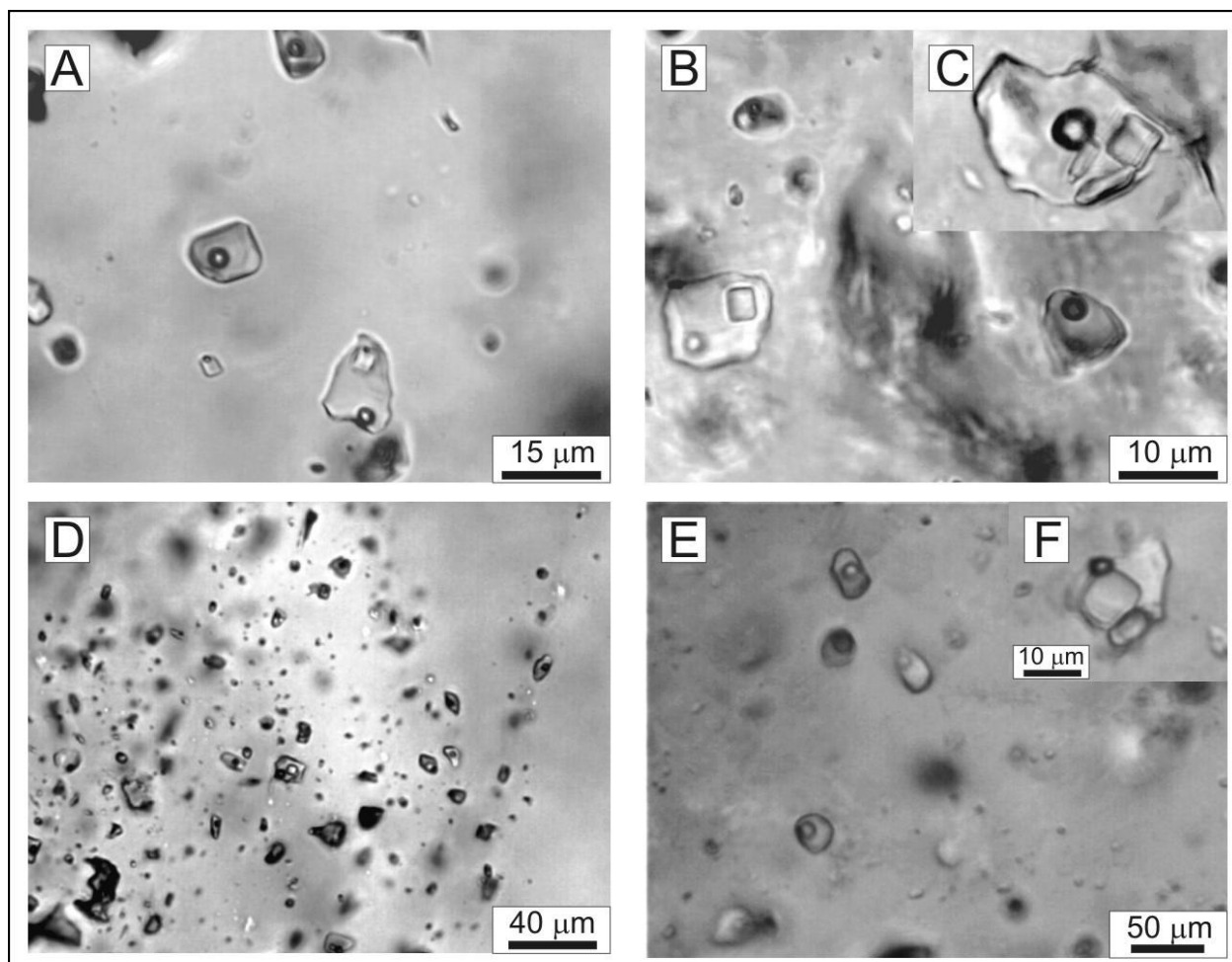


Figura 6.2 – Fotomicrografias de inclusões fluidas típicas de cristais de quartzo do depósito de Sossego. (A-B) populações com a coexistência de inclusões fluidas aquosas bifásicas (L–V) e trifásicas (L–V–S) em quartzo do corpo Sossego; (C) detalhe de inclusão fluida multifásica (L–V–S) com três cristais de saturação em quartzo do corpo Sossego; (D) nuvem tridimensional de inclusões bifásicas e trifásicas em coexistência em quartzo do corpo Sequeirinho; (E) trilha pseudosecundária de inclusões aquosas bifásicas em quartzo do corpo Sequeirinho; (F) detalhe de inclusão multifásica com dois cristais de saturação em quartzo do corpo Sequeirinho.

Microfraturas que truncam os limites dos cristais de quartzo são comumente preenchidas com inclusões dos tipos 1 e 2 em todas as amostras estudadas. Estas inclusões são claramente de origem secundária, mas não foram investigadas neste trabalho em função de seu tamanho extremamente pequeno, inferior a 5 μm .

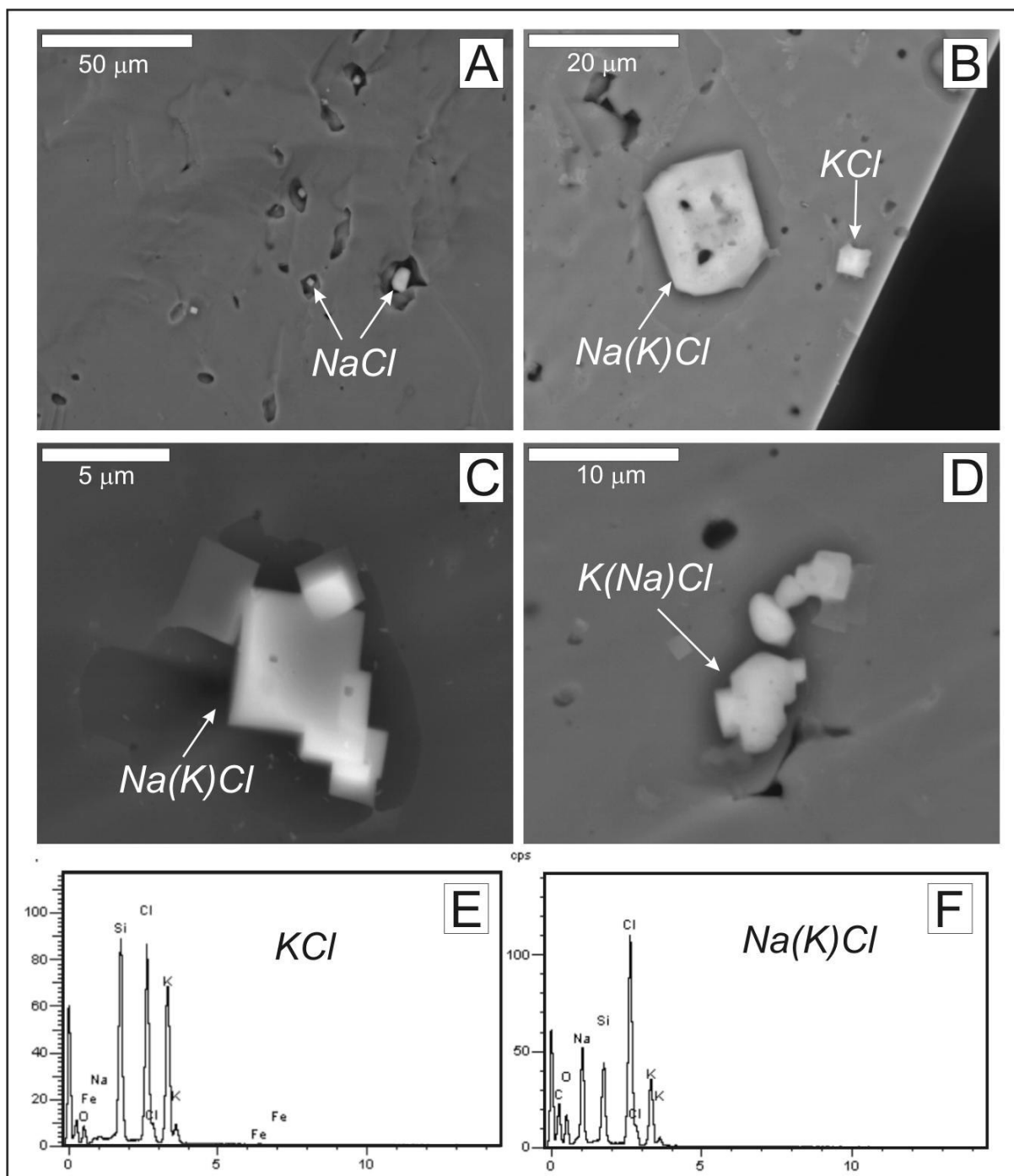


Figura 6.3 – Imagens por MEV e espectros dos cristais de saturação contidos em inclusões aquosas trifásicas e multifásicas presentes em quartzo dos corpos Sossego e Sequeirinho. (A) cristais de halita em inclusões aquosas L–V–S em quartzo de veio brechado (estágio inicial da mineralização, corpo Sossego – amostra 319/133,36); (B) cristais de Na(K)Cl e KCl em inclusões fluidas em quartzo tardio (estágio tardio da mineralização, corpo Sequeirinho – amostra 02C); (C-D) múltiplos cristais de saturação com conteúdo variável de Na e K (estágio tardio da mineralização, corpo Sequeirinho – amostra 02C); (E-F) Espectros de cristais de KCl (E) e Na(K)Cl (F) em quartzo (estágio tardio da mineralização, corpo Sequeirinho – amostra 02C).

6.3. MICROTERMOMETRIA

Para as análises microtermométricas também foram consideradas duas amostras do corpo Pista estudadas pelo aluno de iniciação científica (Toressi 2005; 2008), integrante do grupo de pesquisa do Instituto de Geociências (UNICAMP) de depósitos de óxido de Fe–Cu–Au na Província Mineral de Carajás. As duas amostras de quartzo de veios de turmalina–albita–quartzo do corpo Pista (Tabela 6.1) contêm os mesmos tipos de inclusões fluidas bifásicas e trifásicas encontradas nos corpos Sossego e Sequeirinho. Esses veios provavelmente fazem parte do estágio de alteração sódica pré-mineralização, controlado pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento.

Mudanças de Fase a Baixa Temperatura

No corpo Sossego, as temperaturas de fusão inicial (Tfi) para as inclusões do tipo 1 e 2 em quartzo de veio brechado ocorrem, respectivamente, entre -74 e -57 °C e -75 e -66 °C, com um pico bem definido em -65 °C (Fig. 6.4A). Valores entre -66 e -45 °C foram registrados para a Tfi em inclusões do tipo 1 e 2 hospedadas em quartzo da brecha mineralizada. Em veio de calcita tardio e fracamente mineralizado, inclusões do tipo 1 predominam e mostram valores de Tfi entre -58 e -34 °C (Fig. 6.4A).

No corpo Sequeirinho, a Tfi para as inclusões do tipo 1 varia de -72 a -58 °C e -63 a -53 °C, respectivamente, em bolsões de quartzo hospedados em magnetitito e clasto de actinolitito na matriz da brecha sulfetada; enquanto em veio de quartzo pós-mineralização, a Tfi varia de -72 a -44 °C (Fig. 6.4B). Embora o número de medidas para as inclusões do tipo 2 seja comparativamente inferior, a Tfi nessas amostras de quartzo do corpo Sequeirinho situa-se no mesmo intervalo de valores (-76 e -60 °C) daquele medido para as inclusões do tipo 1 (Tabela 6.2). Esses valores de Tfi para ambos os tipos de inclusões são similares aqueles registrados para o corpo Sossego, incluindo o pico do histograma centrado em -65 °C, onde valores maiores de Te (>50 °C) são somente verificados em inclusões do tipo 1 hospedadas em quartzo pós-mineralização (Figs. 6.4A e B).

Tabela 6.2 – Sumário dos dados microtermométricos para os corpos de minério Sossego, Sequeirinho e Pista.

Amostras	Descrição	Fases	Tfi (°C)	Tfg (°C)	TH _(S) LV-L (°C)	Tdh (°C)	Salinidade	
							(%p equiv NaCl)	(%p sais totais)
Corpo Sossego								
319/133,36	Veio mineralizado brechado (estágio inicial da mineralização)	L-V	-74,0 a -57,0	-55 a -7,5	75 a 177		11,1 a >23	11,1 a 31,6
		L-V-S	-74,8 a -66,0	-50 a -36		134 a 476	29,1 a 54,4	33,0 a 65,5
314/132,90	Brecha sulfetada (estágio principal da mineralização)	L-V		-21 a 0	102 a 312		0,9 a >23,0	0,9 a 25,0
		L-V-S		-42,2 a -13,6		200 a 378	26,2 a 45,1	30,0 a 54,0
314/200,00	Brecha sulfetada (estágio principal da mineralização)	L-V	-66,0 a -45,0	-34,6 a 0	134 a 218		0,2 a > 23,0	0,2 a 27,5
		L-V-S	-65,0	-39 a -30		215 a 570	33,2 a 69,9	38,0 a 72,0
319/107,31	Veio tardio (estágio tardio da mineralização)	L-V	-58,0 a -33,6	-8,6 a -0,8	152 a 231		1,4 a 12,4	1,4 a 12,4
		L-V-S		-35		167,5 a 250,1	230 a 252	33,5 a 34,8
Corpo Sequeirinho								
39K	Bolsão de quartzo em magnetitito (estágio inicial da mineralização)	L-V	-72,0 a -58,0	-48,4 a -1,3	136,4 a 215,1		2,2 a > 23	2,2 a 30,6
		L-V-S	-76,4 a -59,5	-42,5 a -22,6		90,3 a 189,1	173 a 505	26,2 a 60,4
39L	Bolsão de quartzo em clasto de actinolitito (estágio inicial da mineralização)	L-V	-63,0 a -53,3	-34,3 a -1,8	116 a 250,5		3,1 a > 23	3,1 a 27,4
		L-V-S	-76,3 a -63,0	-39,1 a -38,5		122 a 229,5	146 a 450	29,5 a 53,3
02C	Veio tardio (estágio tardio da mineralização)	L-V	-72,3 a -43,9	-36,6 a -2,3	94,5 a 254,6		3,6 a > 23	3,9 a 28,0
		L-V-S	-75,0 a -71,0	-39,1 a -38,5		115 a 295	203 a 394	26,2 a 42,5
Corpo Pista								
346/185,39	Veios com qtz-tur-ab (estágio pré-mineralização)	L-V	-36,3 a -33,2	-4,4 a -1,2	168,2 a 229,8		2,2 a 7,0	2,2 a 7,0
		L-V-S	-57,4 a -37,6	-38		129 a 236,7	226,5 a 389,4	33,3 a 46,3
346/186,07	Veios com qtz-tur-ab (estágio pré-mineralização)	L-V	-35,0 a -27,5	-5,1 a -2,1	149,5 a 245,9		3,6 a 8,0	3,6 a 8,0
		L-V-S	-63,4 a -44,5	-38		140,3 a 240,2	275,8 a 425,1	36,4 a 50,3

Abreviações: act = actinolita; ab = albita; ap = apatita. cal = calcita. ep = epidoto; cl = clorita. cpy = calcopirita; mt = magnetita; py = pirita; qtz = quartzo; tur = turmalina.

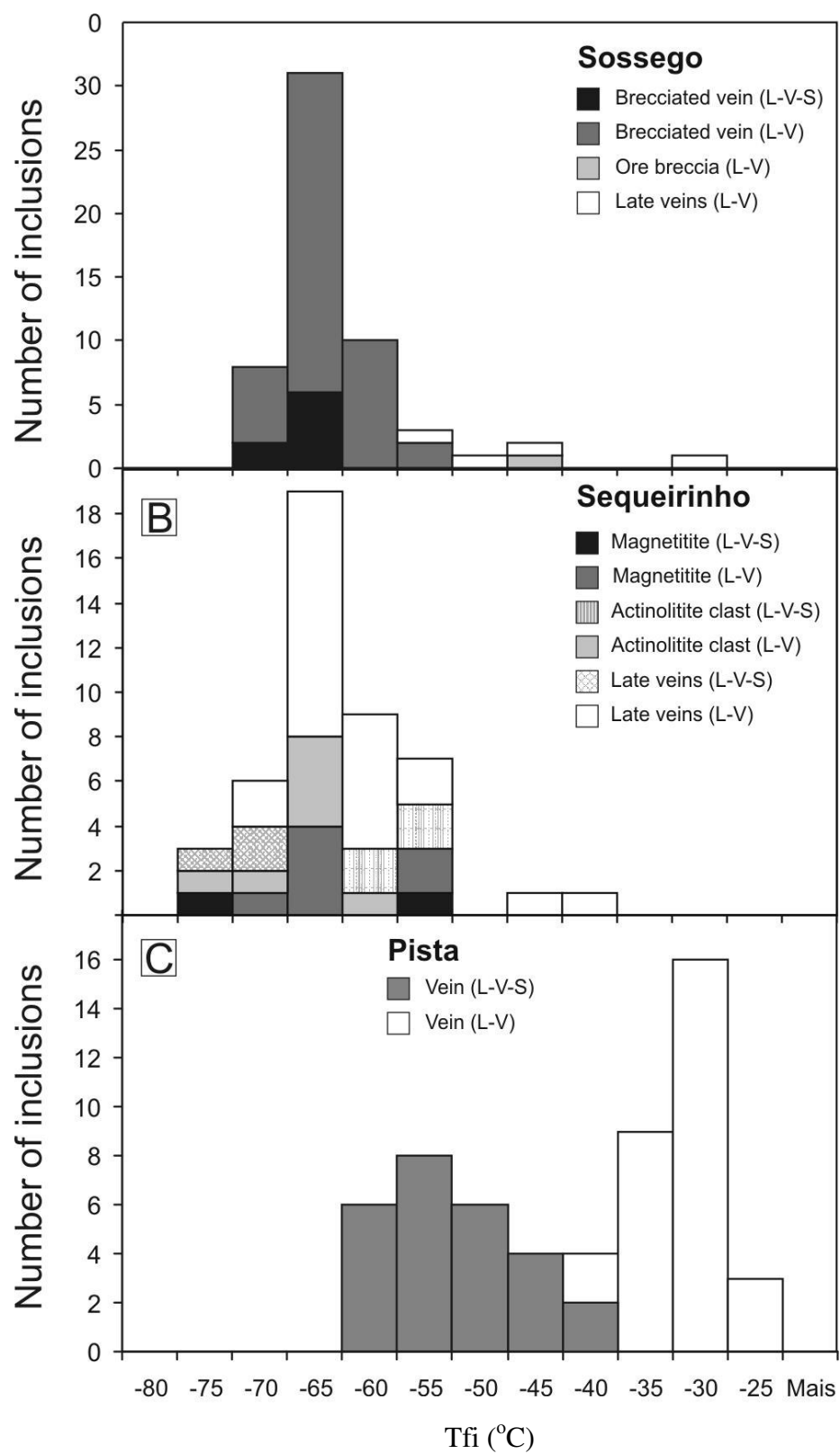


Figura 6.4 – Histogramas mostrando a temperatura de fusão inicial (Tfi) de inclusões fluidas dos tipos 1 (L–V) e 2 (L–V–S) dos corpos Sossego (a), Sequeirinho (b), e Pista (c).

Inclusões do tipo 2 em quartzo de veios de turmalina–albita–quartzo, relacionados a alteração sódica no corpo Pista, apresentam T_{fi} entre –63 e –38 °C, e mostram um discreto pico em –55 °C (Fig. 6.4C). Por sua vez, inclusões do tipo 1 nesses veios mostram T_{fi} com valores registrados entre –36,3 e –28,6 °C, portanto, superiores às medidas nas inclusões do tipo 2 com as quais coexistem nas populações analisadas, assim como em relação a todas as outras inclusões fluidas investigadas nos corpos Sossego e Sequeirinho.

A análise de todos os dados adquiridos para a T_{fi} em inclusões dos tipos 1 e 2 nas amostras investigadas dos três corpos de minério do depósito de Sossego permite definir três grupos distintos (Fig. 6.4): (1) –76/–60 °C (pico em –65 °C); (2) –60/–45 °C (pico em –55 °C); e (3) –40/–25 °C (pico em –30 °C).

As temperaturas de fusão inicial registradas nas inclusões fluidas são geralmente consideradas como próximas dos pontos eutéticos de cada sistema de fluidos e, conseqüentemente, são usadas para determinar qualitativamente a composição química das inclusões aquosas nos estudos microtermométricos (Roedder 1984). Neste contexto, a composição das inclusões fluidas para os grupos (1) e (2) provavelmente são representadas pelo sistema NaCl–CaCl₂–H₂O, que mostra temperatura do eutético estável em –52 °C (e.g. fusão da antartcita – CaCl₂.6H₂O; Davies *et al.* 1990). Temperaturas abaixo de –52 °C, tais como aquelas observadas em inclusões dos grupos (1) e (2), são provavelmente devido à formação de sais hidratados metaestáveis (e.g. CaCl₂.4H₂O) durante o resfriamento, que podem mostrar fusão a temperaturas tão baixas quanto –80 °C neste sistema (Davies *et al.* 1990). O fato de albita, actinolita e epidoto constituírem uma assembléia de alteração sódico–cálcica comum no depósito de Sossego sustenta uma composição a base de Na–Ca para o fluido envolvido nos estágios iniciais e tardios da mineralização.

O intervalo da T_{fi} para as inclusões do grupo (3) é mais consistente com fluidos de composição entre os sistemas NaCl–FeCl₂ e/ou NaCl–MgCl₂–H₂O (eutético em –35 °C) e NaCl–KCl–H₂O (e.g. eutético em –22,9 °C) (Davies *et al.* 1990). Particularmente para sistemas contendo MgCl₂ e KCl, fusões metaestáveis bem abaixo do ponto eutético previsto têm sido observadas em inclusões fluidas sintéticas (Davies *et al.* 1990). Esses fluidos parecem ser mais

comuns em veios de quartzo pós-mineralização dos corpos Sossego e Sequeirinho e em veios pré-mineralização do corpo Pista (Fig. 6.4).

Devido as dimensões reduzidas da maioria das inclusões fluidas investigadas ($\leq 10 \mu\text{m}$), somente poucos valores de temperaturas de fusão da hidrohalita (Tfhh) foram medidos com certeza no seu registro, particularmente para inclusões do tipo 1. Em quartzo de veio brechado do corpo Sossego, a Tfhh em inclusões do tipo 1 está restrita ao intervalo de -38 e $-25,5$ °C, enquanto em quartzo de veio representativo do estágio tardio da mineralização no corpo Sequeirinho, entre $-35,4$ e $-18,8$ °C. A fusão da hidrohalita para inclusões do tipo 2 nessas amostras, quando seu reconhecimento é possível, ocorre invariavelmente acima de 0°C , indicando metaestabilidade.

Em quartzo de veio do estágio inicial da mineralização no corpo Sossego (*e.g.* veio brechado), as temperaturas de fusão do gelo (Tfg) variam amplamente de $-55,0$ a $-7,5$ °C para as inclusões do tipo 1, enquanto para as inclusões do tipo 2, as Tfg são inferiores e concentradas entre $-53,7$ e $-38,6$ °C. Em quartzo da brecha sulfetada do corpo Sossego, valores de Tfg entre $-34,6$ e 0 °C e entre $-42,2$ e $-13,6$ °C são típicos para inclusões do tipo 1 e 2, respectivamente (Tabela 6.2). Em veio de calcita tardio, a Tfg varia de $-8,6$ a 0 °C para as inclusões do tipo 1, que são dominantes nas populações analisadas.

Para o corpo Sequeirinho, as inclusões do tipo 1 também mostram um amplo intervalo de variação para a Tfg, com valores distribuídos entre $-48,4$ e $-1,3$ °C em quartzo hospedado em magnetitito; entre $-34,3$ e $-1,8$ °C em quartzo presente em clasto de actinolito na brecha sulfetada; e entre $-36,6$ e $-2,3$ °C em quartzo de veio tardio em relação ao evento mineralizante. Em todas as amostras do corpo Sequeirinho, as inclusões do tipo 2 mostram um intervalo mais estreito de Tfg, com valores restritos a faixa de $-48,4$ a $-22,6$ °C (Tabela 6.2). Comparado aos corpos Sossego e Sequeirinho, os valores de Tfg registrados para as inclusões do tipo 1 em quartzo de veios do corpo Pista são mais altos e concentrados no intervalo entre $-5,1$ e $-2,2$ °C.

O diagrama da Tfi *versus* Tfg (Fig. 6.5A) mostra o amplo intervalo de distribuição dos valores desses dois parâmetros para as inclusões bifásicas. Inclusões fluidas dos estágios iniciais de mineralização dos corpos Sossego e Sequeirinho definem um campo no qual a variação das temperaturas de fusão do gelo ocorre em um estreito intervalo de valores para as temperaturas de fusão inicial (trajetória 1, Fig. 6.5A).

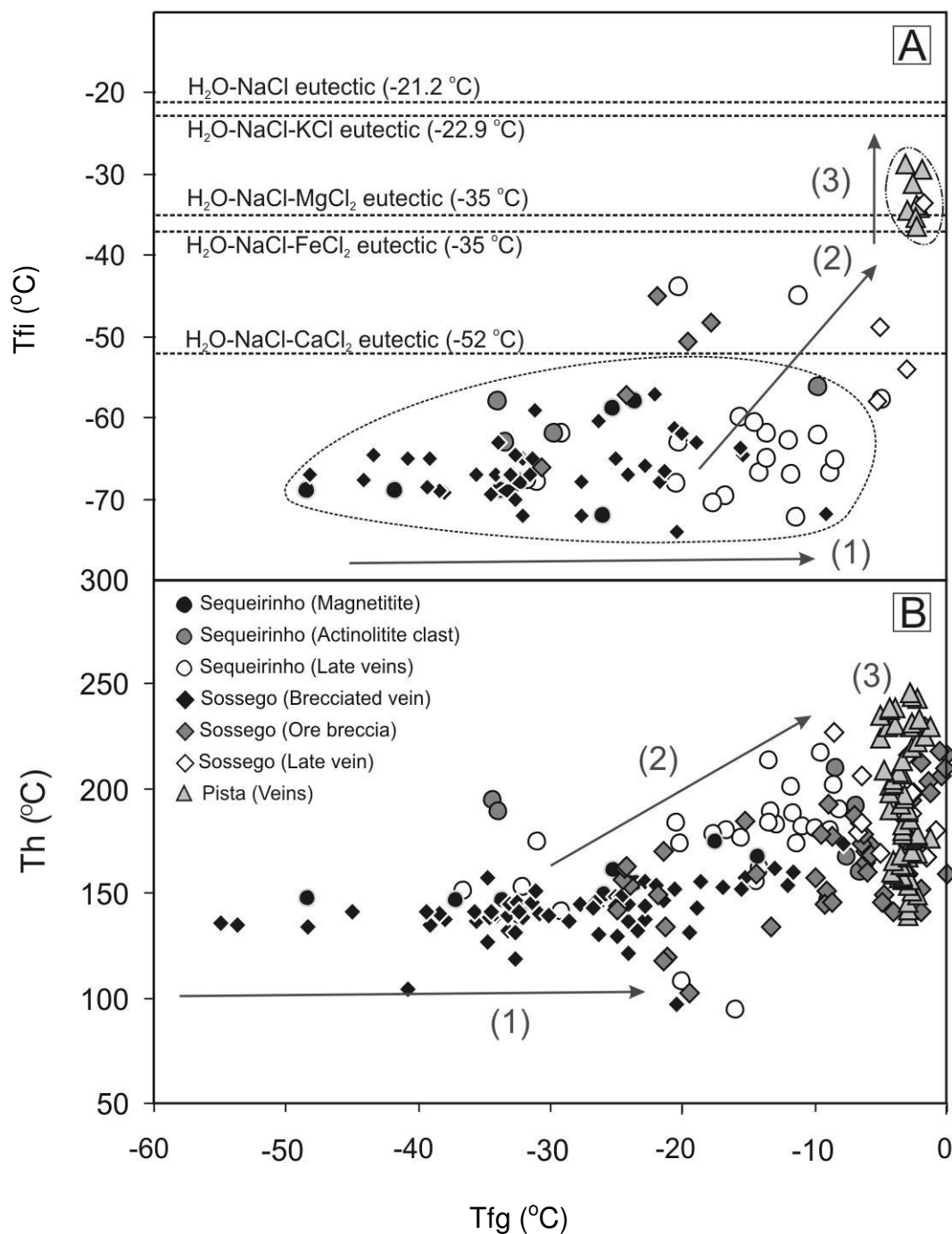


Figura 6.5 – Diagrama da temperatura de fusão do gelo (Tfg) versus (a) temperatura de fusão inicial (Tfi) e (b) temperatura de homogeneização (Th) de inclusões aquosas bifásicas (L–V) dos corpos Sossego, Sequeirinho e Pista. A trajetória (1) representa variações praticamente isotermiais na Tfg em inclusões fluidas com baixa Tfi (< 55°C) dos estágios iniciais de mineralização dos corpos Sossego e Sequeirinho. A trajetória (2) representa variações na Tfg, Th e Tfi nos estágios inicial (Sequeirinho) e principal (Sossego) da mineralização; A trajetória (3) representa variações na Th e Tfi para inclusões do corpo Pista.

Os fluidos associados com o estágio principal de mineralização no corpo Sossego e o estágio tardio em ambos os corpos de minério definem uma tendência geral de aumento em ambas as temperaturas (trajetória 2, Fig. 6.5A). Fluidos no corpo Pista mostram uma variação mais estreita nas temperaturas de fusão inicial e fusão do gelo.

Comportamento durante a homogeneização

Nas inclusões fluidas bifásicas (L–V), as temperaturas de homogeneização total ocorrem invariavelmente para o estado líquido. Em inclusões multifásicas (L–V–S), a homogeneização total se dá via desaparecimento da bolha de vapor, seguida pela dissolução da fase sólido (LVS→LS→L), principalmente halita.

No corpo Sossego, as temperaturas de homogeneização (T_h) variam de 75 a 177 °C (veio brechado), 102 a 312 °C (brecha sulfetada), e 152 a 231 °C (veio tardio), com concentração de valores em torno de 200 °C (Fig. 6.6A). Os intervalos de temperaturas de dissolução da halita para inclusões fluidas multifásicas (134 a 476 °C em veio brechado; 200 a 570 °C na brecha sulfetada; e 230 a 252 °C em veio tardio), definem uma moda em 250 °C.

Em amostras dos estágios iniciais da mineralização no corpo Sequeirinho, as temperaturas de homogeneização observadas em inclusões fluidas bifásicas (L–V) situam-se entre 136 e 215 °C (bolsão de quartzo em magnetitito), 116 e 250 °C (clasto de actinolitito), e 94,5 e 254,6 °C (veio tardio), com uma moda bem definida em 200 °C, similar àquela observada para as inclusões L–V do corpo Sossego.

Um amplo intervalo de temperaturas de dissolução da halita foi registrado para as inclusões fluidas multifásicas em quartzo presente em magnetitito (173 a 505 °C) e em clasto de actinolitito (146 a 450 °C), com 67% dos valores entre 230 e 280 °C. Os valores acima de 300 °C estão relacionados com a presença incomum de inclusões multisólidos, nas quais os cristais de saturação ocupam mais de 40% do volume das cavidades. Em veio tardio do corpo Sequeirinho, a dissolução da halita ocorre no intervalo de 203 a 394 °C (Fig. 6.6B).

No corpo Pista, as temperaturas de homogeneização total nas inclusões fluidas bifásicas (L–V) variam de 141,7 a 242,7 °C. Temperaturas elevadas de dissolução da halita (226 a 425 °C; moda em 300 °C) são mais comuns no corpo Pista (Fig. 6.6C).

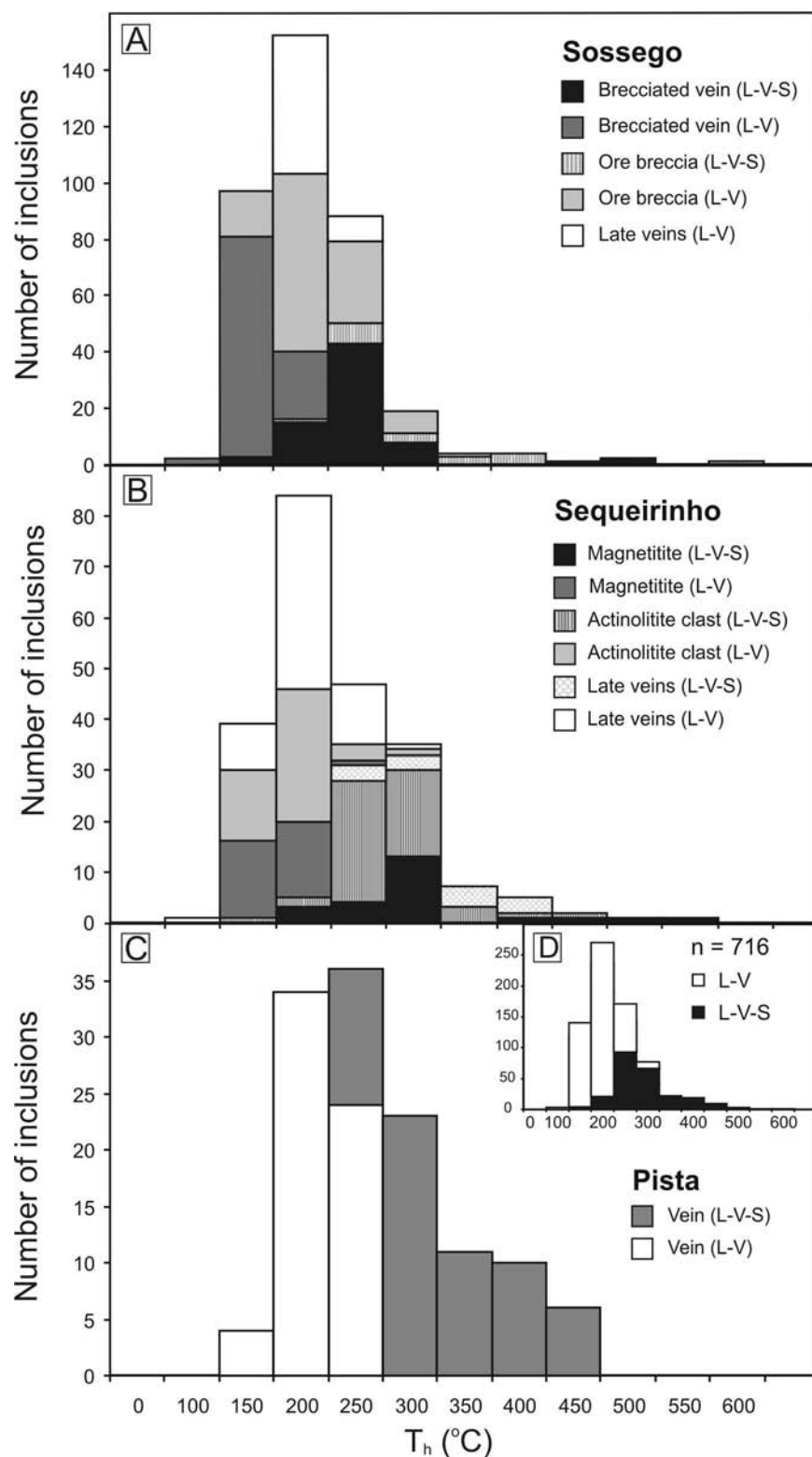


Figura 6.6 – Histogramas da temperatura de homogeneização (T_h) de inclusões fluidas L–V e L–V–S dos corpos Sossego (a), Sequeirinho (b) e Pista (c).

O conjunto de todos os dados de temperatura de homogeneização (n=716) define duas modas, uma em 200 °C e outra em 250 °C, para as inclusões bifásicas e multifásicas, respectivamente (Fig. 6.6D).

O diagrama da temperatura de fusão do gelo em função da temperatura de homogeneização (Fig. 6.5B) para as inclusões bifásicas sugere, principalmente para o corpo Sossego, uma possível tendência de aumento das temperaturas de fusão do gelo com o acréscimo das temperaturas de homogeneização. As amostras do corpo Pista, entretanto, exibem um amplo intervalo de temperatura de homogeneização em uma restrita faixa de temperaturas de fusão do gelo. De maneira geral, os mesmos percursos identificados em relação às temperaturas de fusão inicial (Fig. 6.5A) podem ser definidos para os estágios inicial, principal e tardio da mineralização no depósito Sossego (Fig. 6.5B).

Composição dos fluidos: natureza do soluto e salinidades

Devido ao pequeno tamanho da maioria das inclusões fluidas, as temperaturas de fusão inicial são aproximadas, mas podem representar as máximas temperaturas do eutético possíveis. As temperaturas do eutético de inclusões bifásicas (L–V) em quartzo da alteração sódica distal (quartzo–albita–turmalina) no corpo Pista sugerem que as inclusões fluidas são caracterizadas por soluções aquosas ricas em NaCl (Fig. 6.5A). Adicionalmente FeCl_2 e MgCl_2 também poderiam estar presentes, explicando a depressão do ponto eutético abaixo de -36 °C.

As mais altas temperaturas de fusão inicial verificadas em inclusões fluidas L–V em quartzo de veios tardios do corpo Sossego são próximas daquelas esperadas para sistema químicos compostos por $\text{NaCl–FeCl}_2\text{–H}_2\text{O}$ e $\text{NaCl–MgCl}_2\text{–H}_2\text{O}$ (Fig. 6.5A). Entretanto, as inclusões fluidas dos estágios inicial e principal da mineralização no corpo Sossego revelam a presença de CaCl_2 em adição a NaCl e KCl, devido às temperaturas do eutético mais baixas observadas (<-40 °C).

No corpo Sequeirinho, a despeito das temperaturas de fusão inicial mais altas verificadas em quartzo tardio, que poderiam sugerir a presença de FeCl_2 no fluido representativo dos estágios finais da mineralização, a maioria dos dados sugerem uma composição próxima ao sistema $\text{CaCl}_2\text{–NaCl–H}_2\text{O}$. Em adição, temperaturas abaixo daquelas do ponto eutético estável desse

sistema (–52 °C; Vanko *et al.* 1988) poderiam representar cristalização metaestável do conteúdo das inclusões (Bodnar 2003).

A salinidade aparente das inclusões multifásicas (L–V–S), considerando o sistema H₂O–NaCl foram estimadas usando-se a equação de Sterner *et al.* (1988) (Tabela 6.2).

$$\text{Salinidade (\% p.eq. NaCl)} = 26,242 + 0,4928 \psi + 1,42 \psi^2 - 0,223 \psi^3 + 0,04129 \psi^4 + 6,295 (10^{-3}) \psi^6 + 1,1112 (10^{-4}) \psi^7,$$

onde $\psi = T_{dh} / 100$.

No entanto, a equação de Sterner *et al.* (1998), que representa a solubilidade de NaCl em água entre 0,1 °C (ponto peritético L+V+hidrohalita+halita do sistema H₂O–NaCl) e 801 °C (ponto triplo do NaCl), é teoricamente válida para inclusões onde o desaparecimento da halita e da fase vapor ocorre no mesmo intervalo de temperatura (*i.e.* homogeneização total ocorre ao longo da curva de coexistência das fases L+V+h no sistema H₂O–NaCl).

No caso das inclusões aquosas L–V–S analisadas nas amostras dos corpos Sossego e Sequeirinho, invariavelmente a fase vapor desaparece a temperaturas mais baixas que a T_{dh}. Isso implica que o aprisionamento do fluido deve ter ocorrido em condições P–T equivalentes à intersecção de sua isócora com a curva de dissolução da halita, denominada *liquidus* (L+h) (Sterner *et al.* 1998). Dependendo da inclinação da curva L+h a utilização dessa equação pode fornecer valores sub- ou superestimados de salinidade das inclusões (Bodnar 1994). Nesse estudo, o cálculo da salinidade a partir da T_{dh} foi efetuado somente para inclusões aquosas L–V–S com apenas um cristal de saturação, em função da freqüente crepitação de inclusões L–V–S_n durante aquecimento acima de 450–500 °C.

Embora as salinidades estimadas com base no simplificado sistema H₂O–NaCl sejam úteis para comparações, os cálculos das salinidades a partir do sistema CaCl₂–NaCl–H₂O poderiam ser mais adequados principalmente para amostras representativas dos estágios inicial e principal do evento mineralizante. As estimativas gráficas da salinidade total de inclusões aquosas contendo halita foram feitas, de acordo com Vanko *et al.* (1988) e Williams-Jones & Sansom (1990), utilizando-se as temperaturas de fusão do gelo e de dissolução da halita (Fig. 6.7). Consideram-se estas estimativas como uma aproximação, pois as inclusões multisólidos refletem sistemas

químicos mais complexos, para os quais é difícil determinar com precisão as salinidades do fluido mineralizante (Roedder 1984).

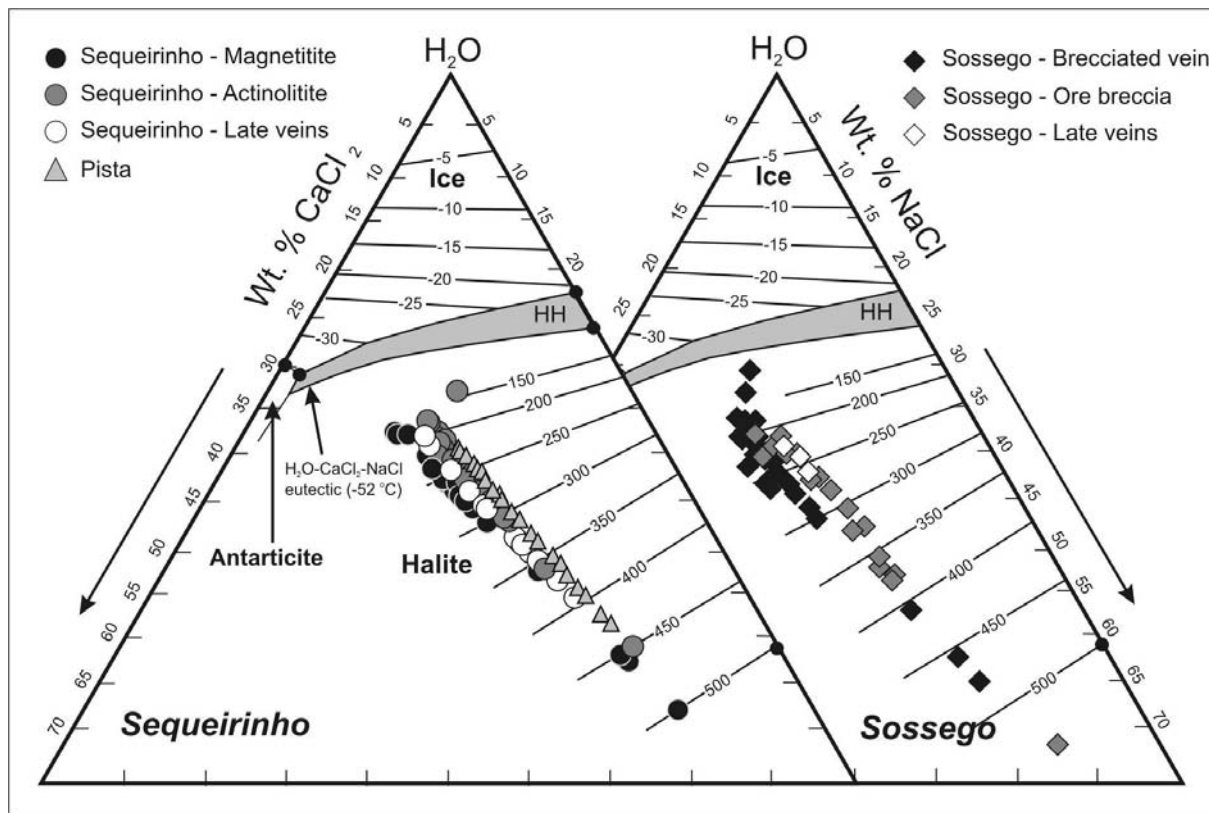


Figura 6.7 – Composição (% em peso) de inclusões fluidas L–V–S dos corpos Sequeirinho e Pista (a) e Sossego (b) em termos do sistema ternário NaCl–CaCl₂–H₂O (Vanko *et al.* 1988; Bodnar 2003).

As salinidades totais das inclusões fluidas bifásicas foram estimadas por meio do *software* CalcicBrine (Naden 1996), considerando-se inclusões com temperatura de fusão do gelo abaixo de –21,3 °C. Para os outros casos, as salinidades foram estimadas em termos do sistema NaCl₂–H₂O usando a equação de Bodnar (1993):

$$\text{Salinidade (\% p.eq. NaCl)} = 0,00 + 1,78 \theta - 0,0442 \theta^2 + 0,000557 \theta^3,$$

onde $\theta = -T_{fg}$.

As salinidades estimadas para as inclusões fluidas L–V em ambos os sistemas químicos considerados distribuem-se em um amplo intervalo de valores, à exceção daquelas investigadas no corpo Pista. Nesse corpo, as inclusões bifásicas e multifásicas revelam a presença de fluidos

de baixa salinidade (2,2 a 8% em peso de sais totais) e hipersalino (39,5 a 58,8% em peso de sais totais), respectivamente.

No corpo Sossego, as inclusões L–V associadas ao estágio inicial da mineralização têm salinidades moderada a alta (11,1 a 31,5% em peso de sais totais), com razão $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ de 0,4. Salinidades mais baixas (0,5 a 27,5% em peso de sais totais) e razões mais altas de $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ (0,6) sugerem uma maior contribuição de fluidos pobres em CaCl_2 no estágio principal de mineralização. Salinidades decrescentes (1,4 a 12,4% em peso de sais totais) também foram registradas para inclusões bifásicas em calcita tardia (Fig. 6.8A).

Salinidades de até 72% em peso de sais totais foram estimadas para inclusões L–V–S do estágio principal de mineralização do corpo Sossego, enquanto salinidades mais baixas (39,9% em peso de sais totais) foram estimadas para o estágio tardio de mineralização nesse corpo de minério. Uma razão $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ constante de 0,7 foi calculada para o fluido em inclusões multifásicas de todos os estágios de mineralização analisados.

As estimativas de salinidade para inclusões L–V do corpo Sequeirinho indicam fluidos de baixa a alta salinidade (2,2 a 30,6% em peso de sais totais) e razão $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ de 0,3 para os diferentes estágios da mineralização. As inclusões multifásicas com razão $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ de 0,7 também revelam a presença de fluido ultrasalino (34 a 67,3% em peso de sais totais) principalmente nos estágios inicial e final da mineralização no corpo Sequeirinho (Fig. 6.8B).

O diagrama da salinidade em função da temperatura de homogeneização (Fig. 6.8) mostra duas tendências definidas pelas inclusões L–V e L–V–S, respectivamente. A primeira tendência (I), relativa às inclusões trifásicas, é caracterizada por grandes variações em ambos os parâmetros, com covariância positiva. A tendência II, definida principalmente pelas inclusões L–V dos corpos Sossego e Sequeirinho, é caracterizada por correlação negativa entre a salinidade e a temperatura de homogeneização. As inclusões bifásicas do corpo Pista têm uma variação de salinidade e temperatura mais restrita.

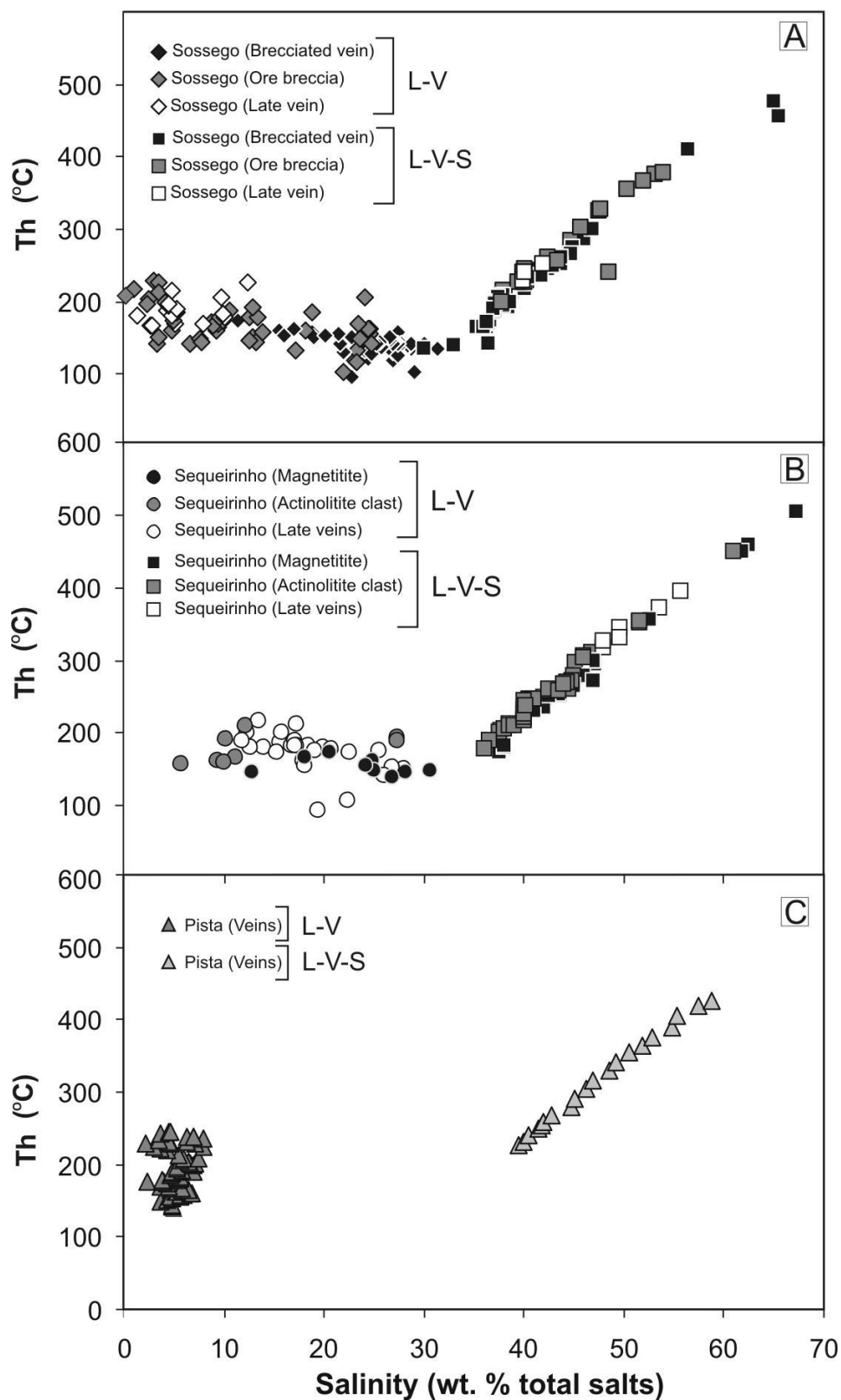


Figura 6.8 – Diagrama da temperatura de homogeneização (T_h) versus salinidade total (% em peso de $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$) de inclusões fluidas dos corpos Sossego (a), Sequeirinho (b) e Pista (c).

6.4. DISCUSSÕES

O Sistema Hidrotermal Sossego: tendências de evolução do fluido

O depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Sossego na Província Mineral de Carajás é constituído por distintos corpos de minério que contêm zonas de alteração hidrotermal semelhantes àsquelas formadas ao longo de diferentes intervalos de profundidade em sistemas hidrotermais de depósitos minerais da classe óxido de Fe–Cu–Au de distribuição mundial.

Os corpos Sequeirinho e Pista foram submetidos a alterações hidrotermais sódica regional (albita–hematita) e sódico–cálcica (actinolita–albita–titanita–epidoto–allanita) associada com a formação de corpos de magnetita–(apatita) maciços, similares àsquelas típicas das porções mais profundas de sistemas hidrotermais óxido de Fe–Cu–Au. O corpo Sossego mostra o desenvolvimento pronunciado das alterações potássica (biotita e feldspato potássico), clorítica e hidrolítica, similares àsquelas encontradas em níveis crustais mais elevados de sistemas óxido de Fe–Cu–Au. Esses estágios iniciais de alteração hidrotermal nos corpos Sequeirinho, Pista e Sossego foram controlados pelo fluxo de fluido em zonas de cisalhamento regionais. Actinolita zonada, apatita rica em Cl e magnetita constituem os primeiros minerais a se formar em veios e brechas mineralizadas em todos os corpos de minério. A precipitação de cobre e ouro foi tardia e ocorreu em um ambiente estrutural rúptil. Portanto, o depósito Sossego parece registrar eventos de alteração hidrotermal durante a transição de um regime predominantemente rúptil–dúctil para um ambiente estrutural rúptil, relacionado à evolução de um sistema hidrotermal de longa duração.

O estudo de inclusões fluidas foi desenvolvido em amostras representativas dos estágios finais de evolução do sistema hidrotermal Sossego. Estes estágios são relacionados principalmente a estruturas rúpteis e foram precedidos por diferentes eventos de alteração hidrotermal (alterações sódica, sódico–cálcica, potássica e clorítica) nos distintos corpos de minério. Portanto, o estudo de inclusões fluidas pode revelar a evolução dos fluidos associada à deposição do minério, mas não deve ser representativo da evolução integral do sistema hidrotermal Sossego. Adicionalmente, o registro das inclusões fluidas pode refletir a natureza multi-estágio da história de aprisionamento do fluido hidrotermal.

A coexistência de inclusões aquosas bifásicas (L–V) e multifásicas (L–V–S) é notável nos diferentes estágios da mineralização para todos os corpos de minério estudados.

De maneira geral, duas tendências são definidas para as inclusões L–V e L–V–S, respectivamente, no diagrama da salinidade *versus* temperatura de homogeneização (Fig. 6.8). A primeira tendência (I), caracterizada pela covariância positiva da salinidade e temperatura em inclusões multifásicas, representa o aprisionamento de fluido altamente salino ao longo da curva de saturação da halita. A mistura de fluidos não é requerida para se produzir o decréscimo de salinidade ao longo dessa tendência, o qual reflete mudanças na pressão e temperatura ao longo da evolução do sistema hidrotermal, de modo semelhante ao discutido por Baker e Lang (2003).

Entretanto, os estágios iniciais de alteração, tais como a alteração sódica do corpo Pista, registram com maior frequência temperaturas de homogeneização mais elevadas ($> 400\text{ }^{\circ}\text{C}$) em relação aos outros estágios, muito embora temperaturas tão altas quanto $570\text{ }^{\circ}\text{C}$ tenham sido registradas somente para o estágio principal da mineralização no corpo Sossego. Isto implicaria na predominância de fluidos hipersalinos e mais quentes, pertencentes ao sistema $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ e com razão $\text{NaCl}/(\text{NaCl}+\text{CaCl}_2)$ de 0,7, nos estágios iniciais do desenvolvimento do sistema hidrotermal.

A tendência II é caracterizada por uma correlação negativa entre a salinidade e a temperatura em inclusões bifásicas (L–V). Para esse grupo de inclusões fluidas, diferentes trajetórias evolucionárias podem ser reconhecidas em termos de temperatura de fusão inicial e fusão do gelo, assim como da temperatura de homogeneização (Fig. 6.5).

A trajetória (1), definida por inclusões fluidas associadas aos estágios iniciais da mineralização nos corpos Sossego e Sequeirinho, mostra um amplo intervalo de variação da temperatura de fusão do gelo (e salinidade aparente) sobre uma faixa relativamente estreita de valores para as temperaturas do eutético e de homogeneização.

A coexistência de fluidos com salinidades variáveis em uma mesma população (nuvens tridimensionais, grupos isolados ou trilhas) sugere que tais fluidos foram aprisionados simultaneamente. A variação nas salinidades aparentes pode refletir a ocorrência de ebulição (*boiling*) localizada nos estágios iniciais da mineralização de um fluido rico em CaCl_2 de salinidade moderada e baixa temperatura ($\sim 150\text{ }^{\circ}\text{C}$). Vários critérios devem ser atendidos para se inferir a ocorrência de ebulição, tais como a homogeneização de inclusões salinas pelo desaparecimento da fase vapor, a similaridade nas temperaturas de homogeneização para ambos os tipos de inclusões e, principalmente, as evidências petrográficas da coexistência de inclusões

salinas e inclusões ricas na fase vapor. Os dados para os corpos Sossego e Sequeirinho satisfazem os dois primeiros critérios, mas não o terceiro. Entretanto, de acordo com Hedenquist & Henley (1985), em alguns casos inclusões fluidas aprisionadas durante a ocorrência de ebulição não necessariamente mostram proporção de fases variáveis. Mesmo assim, não há evidências que suportem seguramente a ocorrência de ebulição. Alternativamente, a trajetória (1) pode representar um grau intermediário de mistura entre um fluido hipersalino e um fluido de baixa salinidade que predomina nos estágios finais. Portanto, esta trajetória seria uma extensão da trajetória (2), definida para os estágios principal e tardio da mineralização.

A trajetória (2) provavelmente representa a mistura entre os fluidos predominantes nos estágios iniciais e fluidos ricos em Na, de baixa salinidade e ligeiramente mais quentes (Fig. 6.5). Ao lado da variação na salinidade aparente, as diferenças significativas nas temperaturas do eutético também refletem a participação de fluidos de composições químicas distintas.

A trajetória (3), definida por inclusões bifásicas do corpo Pista (Fig. 6.5), reflete as mais baixas temperaturas e salinidades no sistema. Essas inclusões fluidas poderiam registrar o preenchimento por fluidos tardios, os quais provavelmente representam um membro final envolvido no processo de mistura observado nos estágios finais da mineralização. Alternativamente, os dados do corpo Pista podem indicar que a mistura não ocorreu antes do estágio de alteração sódica e que o produto da mistura de fluidos não foi aprisionado nos estágios pré-mineralização.

De modo geral, os dados de inclusões fluidas apontam para uma tendência evolucionária envolvendo possivelmente três tipos de fluidos: (1) um fluido composto por $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, hipersalino e quente ($> 500\text{ }^\circ\text{C}$), com razão $\text{Na}/(\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$ de 0,7; (2) um fluido de composição $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, salino e de baixa temperatura ($\sim 150\text{ }^\circ\text{C}$) com razão $\text{Na}/(\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$ de 0,3; e (3) um fluido de composição $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ de baixa salinidade e temperatura ($< 250\text{ }^\circ\text{C}$). Adicionalmente, a mistura de fluidos pode ter exercido um papel decisivo na precipitação do minério nos diferentes corpos de minério do depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, de forma similar àquela proposta para depósitos minerais mundiais dessa classe (Oreskes & Einaudi 1992; Xu 2000; Fu *et al.* 2003; Williams *et al.* 2005; Baker 2006). Não obstante a possibilidade da ocorrência localizada de ebulição, é improvável que este processo tenha sido o mecanismo de precipitação dominante.

Natureza e fonte dos fluidos

Fluidos de alta salinidade similares aqueles encontrados nas inclusões fluidas multifásicas (Fluido 1) são principalmente derivados da exsolução de magmas em cristalização, re-dissolução de depósitos pré-existent de evaporitos portadores de halita e evolução de água do mar através de evaporação, conduzindo a formação de salmouras (*bittern brines*).

A participação de fluidos magmáticos tem sido considerada de importância fundamental para a gênese de depósitos de óxido de Fe–Cu–Au mundiais (Perring *et al.* 2000; Pollard 2001; 2006; Beardsmore 1992; Adshead 1995; Mark 2004; Mustard *et al.* 2004). A coexistência de inclusões carbônicas (majoritariamente ricas em CO₂) e inclusões hipersalinas é interpretada como uma evidência do processo de imiscibilidade de um fluido magmático original de composição H₂O–CO₂–NaCl (Pollard 2001; 2006).

No sistema hidrotermal Sossego, as inclusões carbônicas não foram encontradas para sustentar esse modelo genético. Ademais, as inclusões multifásicas homogêneas invariavelmente através da dissolução dos cristais de saturação. Sob condições de imiscibilidade, a bolha de vapor seria a última fase a desaparecer (Bodnar 1995; Baker 2006). Entretanto, os estudos de inclusões fluidas foram efetuados principalmente em amostras representativas dos estágios tardios, relacionados ao evento de mineralização. O processo de imiscibilidade poderia ter ocorrido durante a evolução inicial do sistema hidrotermal, mas dados adicionais são necessários para sustentar essa possibilidade.

Os estudos de isótopos estáveis resultaram em evidências ambíguas para a participação de fluido magmático no sistema hidrotermal Sossego. Um fluido com valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de $6,9 \pm 0,9\text{‰}$, a 550 °C (Monteiro *et al.* 2008a), foi dominante no estágio de alteração sódico–cálcica no corpo Sequeirinho. Os valores de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ do fluido que formou assembléias de alteração hidrotermal sódico–cálcica e actinolítico parcialmente sobrepõem-se ao campo característico para águas magmáticas primárias. Entretanto, essas assinaturas isotópicas também são típicas de águas metamórficas de baixa temperatura. Adicionalmente, esses mesmos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ poderiam ser resultado do equilíbrio em alta temperatura de fluidos bacinais de circulação profunda ou águas formacionais/meteoríticas com as rochas hospedeiras (Monteiro *et al.* 2008a).

Por outro lado, as evidências isotópicas da participação de fluidos magmáticos no depósito Sossego dizem respeito aos valores de $\delta^{37}\text{Cl}$ (0 a 2,1‰) e razões de Cl/Br, os quais, de acordo com Chiaradia *et al.* (2006), indicam a participação de fluidos magmáticos de derivação mantélica e salmouras bacinais no sistema Sossego. As altas temperaturas (> 500 °C) registradas pelos estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis podem ser indicativas de que uma parcela dos fluidos hipersalinos (Fluido 1) pode ter origem a partir de uma fonte magmática.

Os fluidos salinos, ricos em CaCl_2 e de baixa temperatura (~ 150 °C) (Fluido 2) são similares aos fluidos amplamente reportados em muitos depósitos de óxido de Fe–Cu–Au (Ettner *et al.* 1993, 1994; Davidson & Large 1994, Oreskes & Einaudi 1992., Xu *et al.* 2000). Este tipo de fluido predomina nos estágios iniciais da mineralização, mas à semelhança dos fluidos hipersalinos, sua ubíqua ocorrência nos outros estágios revela uma história de aprisionamento multi-estágio. Suas altas salinidades e temperaturas de homogeneização nos fluidos mineralizantes iniciais coincidem com aquelas das inclusões multifásicas, sugerindo, em especial para o corpo Sossego, uma evolução contínua a partir de um fluido hipersalino por meio de resfriamento e diluição. No entanto, diferentemente do fluido hipersalino (Fluido 1), estas salmouras de baixa temperatura são ricas em CaCl_2 . Isto poderia ser resultado de uma ampla alteração sódica (albitização) desenvolvida nos estágios iniciais da alteração hidrotermal, em um mecanismo semelhante aquele proposto por Hardie (1983) e Xu (2000) para explicar a formação de salmouras ricas em CaCl_2 em zonas modernas de *rift* e em depósitos de óxido de Fe–Cu–Au, respectivamente.

Alternativamente, uma fonte evaporítica foi invocada como sendo responsável pela constância da alta salinidade em salmouras de baixa temperatura no sistema hidrotermal mesoproterozóico de Cloncurry (Xu 2000). No depósito Sossego, a contribuição de salmouras bacinais também foi proposta por Chiaradia *et al.* (2006) com base nos isótopos de Cl. Embora na Província Mineral de Carajás ainda não tenham sido reconhecidos evaporitos, evidência indireta da contribuição de evaporitos marinhos para sistemas hidrotermais óxido de Fe–Cu–Au foi fornecida pelos altos valores de $\delta^{11}\text{B}$ (12,6‰ a 26,6‰) encontrados em turmalina hidrotermal (Xavier *et al.* 2005; 2008a).

O terceiro tipo de fluido (Fluido 3), composto por $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, de baixa temperatura (< 250 °C) e baixa salinidade, predomina nos estágios finais e, provavelmente, representa o influxo de

água meteórica no sistema. A temperatura relativamente alta (até 312 °C) desses fluidos de baixa salinidade deve refletir a canalização de fluidos meteóricos ao longo de falhas regionais. Os estudos isotópicos também apontam para a contribuição de fluidos hidrotermais meteóricos na formação da mineralização de cobre e ouro. A precipitação do minério foi marcada por um decréscimo abrupto na temperatura, a valores inferiores a 250 °C, e pelo influxo de um fluido enriquecido em D ($\delta D = -35\text{‰}$) e empobrecido em ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -1,8 \pm 3,4\text{‰}$; Monteiro *et al.* 2008a).

A transição de um regime estrutural predominantemente rúptil–dúctil para um ambiente rúptil e o resfriamento do sistema favorecem o influxo de fluidos meteóricos oxidados, os quais foram de fundamental importância para acentuar a eficiência da deposição de cobre.

A despeito das diferentes idades modelo para os corpos Sequeirinho (2530 ± 25 Ma e 2608 ± 25 Ma) e Sossego (1592 ± 45 Ma) (Neves 2006), uma evolução de fluidos similar é proposta para os distintos corpos de minério do depósito de Sossego, relacionada ao colapso do sistema hidrotermal inicial, controlado pelo fluxo de fluido em zonas de cisalhamento regionais, seguido pelo influxo de água meteórica sob condições rúpteis e hidrostáticas.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

Depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Sossego: estilos de mineralização e zonas de alteração hidrotermal

O depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Sossego compreende três corpos de minério principais, Sequeirinho–Baiano, Sossego–Curral e Pista, que mostram nítidas diferenças quanto ao estilo de mineralização e ao desenvolvimento das zonas de alteração hidrotermal nas suas rochas encaixantes.

Os corpos Sequeirinho–Baiano são hospedados por granito, gabro e, subordinamente, metavulcânicas félsicas. O granito e gabro são marcados por ampla alteração sódica (albita–hematita) e alteração sódico–cálcica (actinolita, albita, epidoto, magnetita, titanita, allanita e quartzo), geralmente acompanhada por setores dominados por actinolita–magnetita–(apatita) e espacialmente associados com os intervalos de brecha sulfetada. O predomínio e as feições texturais das zonas de alterações sódica e sódico–cálcica, incluindo os corpos maciços de actinolita e magnetita–(apatita), são similares àquelas encontradas em porções mais profundas de sistemas hidrotermais óxido de Fe–Cu–Au. Os corpos maciços de magnetita–(apatita) assemelham-se com aqueles encontrados em mineralizações de Fe associadas com depósitos do tipo Kiruna, considerados um dos membros extremos de grandes depósitos de óxido de Fe–Cu–Au (Hitzman *et al.* 1992; Hitzman 2000). Esses depósitos de Fe de classe mundial são compostos por magnetita–apatita–actinolita, localmente acompanhados por fracas concentrações de sulfetos de Fe–Cu e frequentemente associados com seqüências vulcano-sedimentares, plútons intrusivos e metassomatismo sódico em níveis profundos (Hildebrand 1986; Hitzman *et al.* 1992).

O minério Sequeirinho, correspondente a 85% das reservas minerais cubadas para o depósito de Sossego, é formado essencialmente por uma brecha com textura de cominuição (*milled texture*) e matriz rica em calcopirita. Os fragmentos, geralmente subarredondados, apresentam uma grande variação de tamanhos (milimétricos a decimétricos) e são constituídos principalmente de actinolitito e magnetitito, derivados do granito e gabro intensamente substituídos pela alteração cálcica (actinolita–magnetita) e, secundariamente, de metavulcânicas félsicas metassomatizadas, com a mesma assembléia mineral. Minerais como actinolita, apatita, magnetita, allanita/epidoto, titanita e quartzo ocorrem imersos na calcopirita, que cimenta a matriz da brecha Sequeirinho, e mostram alteração ao longo de fraturas, planos de clivagem e

limites de grãos. Estas feições de alteração indicam interação entre os minerais previamente cristalizados e o fluido hidrotermal circulante.

O corpo Pista ocorre hospedado em rochas metavulcânicas félsicas que registram alteração sódica (albita–escapolita), potássica (biotita–feldspato potássico), silicificação e formação de clorita e turmalina, além da ocorrência mais restrita de zonas ricas em actinolita–magnetita e epidoto–calcita. A mineralização ocorre na forma de disseminações alojadas ao longo da foliação milonítica, associada a zonas silicificadas, em veios de quartzo±calcita e também na matriz de brecha similar àquela do corpo Sequeirinho com clastos formados por fragmentos arredondados de metavulcânica félsica.

Os corpos Sossego–Curral ocorrem encaixados principalmente no granito granofírico, embora zonas mineralizadas também sejam encontradas no granito. O granito granofírico registra o desenvolvimento pronunciado de zonas de alteração potássica (feldspato potássico–biotita–allanita), intensa cloritização (clorita mais calcita–magnetita–titanita–rutilo±quartzo) e alteração cálcica recorrente (calcita–epidoto–apatita–actinolita–magnetita–titanita), que envelopa e/ou está contida no interior do sistema de veios sulfetados e na matriz da brecha hidrotermal mineralizada, além de alteração hidrolítica. A ocorrência dominante de zonas de alteração potássica, clorítica e hidrolítica é típica de níveis crustais mais rasos de sistemas hidrotermais óxido de Fe–Cu–Au.

O minério Sossego–Curral é formado por um duto central (*pipe*) de brecha carbonática sulfetada (*crackle breccia*) e sistema periférico de veios e vênulas com matriz geralmente rica em calcita. A brecha e os veios contêm fragmentos angulosos a arredondados, decimétricos a milimétricos, do granito granofírico e, secundariamente, do granito, variavelmente cloritizados (clorita–magnetita) e envolvidos por um filme de magnetita. A matriz é dominada por minerais hidrotermais grossos e euhedrais, em especial calcita, com textura de preenchimento de espaços vazios (textura em pente), típicas de níveis crustais rasos. Os sulfetos ocorrem principalmente como pintas dispersas pela matriz ou em porções centimétricas maciças.

Os estágios iniciais de alteração hidrotermal registrados nos corpos Sequeirinho e Sossego foram controlados pelo fluxo de fluido em zonas de cisalhamento regionais. Nos veios e brechas mineralizadas dos corpos Sossego e Sequeirinho, as primeiras fases minerais a se formarem foram a actinolita zonada, apatita rica em Cl e magnetita. A precipitação de cobre e ouro foi tardia e ocorreu em um ambiente estrutural rúptil. Portanto, o depósito Sossego parece registrar

eventos de alteração hidrotermal durante a transição de um regime predominantemente rúptil–dúctil para um ambiente estrutural rúptil, relacionado à evolução de um sistema hidrotermal de longa duração.

A complexa sucessão de estágios de alteração hidrotermal no depósito de Sossego (sódica, sódico–cálcica, potássica e clorítica) é relativamente similar aos eventos de metassomatismo em sistema óxido de Fe–Cu–Au descritos para o depósito de Candelaria–Punta Del Cobre (Marschik & Fontboté 2001). O zoneamento vertical sugerido entre o corpo Sequeirinho (nível crustal profundo, com predomínio de metassomatismo sódico e sódico–cálcico e formação de corpos maciços de magnetita±apatita) e o corpo Sossego (nível crustal raso, com predomínio de alteração potássica e clorítica) coincide com zoneamento das alterações hidrotermais prognosticado para sistemas óxido de Fe–Cu–Au (Hitzman *et al.* 1992; Haynes 2000). A estruturação de falhas e zonas de cisalhamento na direção E-W a WNW-ESSE e alto mergulho para S-SW pode ser um indicativo de possível deslocamento vertical das rochas hospedeiras dos corpos Sequeirinho–Baiano–(Pista), entretanto não há marcos em campo que permitam determinar a amplitude dessa movimentação. O corpo Sossego–Curral apresenta uma estruturação independente, com o *pipe* de *crackle breccia* formando uma típica estrutura circular no interior do granito granofírico.

Natureza e evolução dos fluidos mineralizantes

O depósito de óxido de Fe–Cu–Au de Sossego é formado por distintos corpos de minério que registram uma evolução de fluidos similar no contexto de um sistema hidrotermal de longa duração. Esta evolução de fluidos foi relacionada nos diferentes corpos de minério com alterações hidrotermais iniciais (sódica, sódico–cálcica, potássica e clorítica) em condições rúpteis–dúcteis e a mineralização predominantemente em um regime estrutural essencialmente rúptil. Salmouras hipersalinas e quentes (> 500 °C), compostos por NaCl–CaCl₂–H₂O poderiam estar associados com o desenvolvimento inicial do sistema hidrotermal.

O estudo de inclusões fluidas, efetuado em amostras dos estágios finais da evolução do sistema hidrotermal Sossego, indica a participação de (1) salmouras hipersalinas; (2) salmouras salinas, de baixa temperatura (~ 150 °C) e ricos em CaCl₂; e (3) fluidos de baixa salinidade e

baixa temperatura ($< 250\text{ }^{\circ}\text{C}$) e compostos por $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, representativos, respectivamente dos estágios inicial, principal e final da mineralização de Cu–Au.

As salmouras salinas ricas em CaCl_2 poderiam refletir uma evolução contínua a partir de um fluido hipersalino magmático ou envolver fluidos baciais de baixa temperatura, incluindo um componente derivado de evaporitos. Os fluidos portadores de NaCl e de baixa salinidade predominam nos estágios finais do evento mineralizante e podem representar o influxo de fluidos meteóricos. A transição para um regime estrutural predominantemente rúptil e o resfriamento do sistema favorecem o influxo desses fluidos meteóricos oxidados.

Dados complementares a respeito da composição e da fonte das salmouras hipersalinas aprisionadas nas inclusões trifásicas (L–V–S) ou multifásicas (L–V–S_n) foram obtidos por Xavier *et al* (2008b), a partir da análise quantitativa de cátions e ânions em inclusões individuais por LA-ICP-MS (*laser ablation-inductively plasma mass spectrometry*) e também da análise global de amostras de quartzo por cromatografia iônica.

Os fluidos hipersalinos dos depósitos de óxido de Fe (rico em magnetita)–Cu–Au (Sossego, Alvo 118 e Igarapé Bahia) apresentam nítidas diferenças quando comparados com fluidos de depósitos de Cu–Au pórfiros em termos das razões Na/Ca e Na/K (Figura 7.1A). As concentrações de Na e K são relativamente similares entre essas duas classes de depósitos, mas os depósitos de óxido de Fe–Cu–Au de Carajás mostram teores de Ca nas salmouras hipersalinas 5 a 10 vezes superiores as concentrações desse elemento nos fluidos de depósitos de Cu–Au pórfiros.

As concentrações de Cl e Br para os depósitos de óxido de Fe–Cu–Au de Carajás sugerem que as salmouras hipersalinas foram geradas predominantemente a partir de fontes não-magmáticas, embora alguma contribuição magmática não possa ser descartada (Figura 7.1B). A composição dos fluidos para esses depósitos situa-se próxima a curva de evaporação da água do mar e difere notavelmente dos fluidos de sistemas magmáticos-hidrotermais típicos.

Independente das fontes dos fluidos hipersalinos, de alta temperatura e alto teor de Cl, a mistura de fluidos provavelmente foi o mecanismo principal que desencadeou a precipitação do Cu e Au nos diferentes corpos de minério do depósito de Sossego.

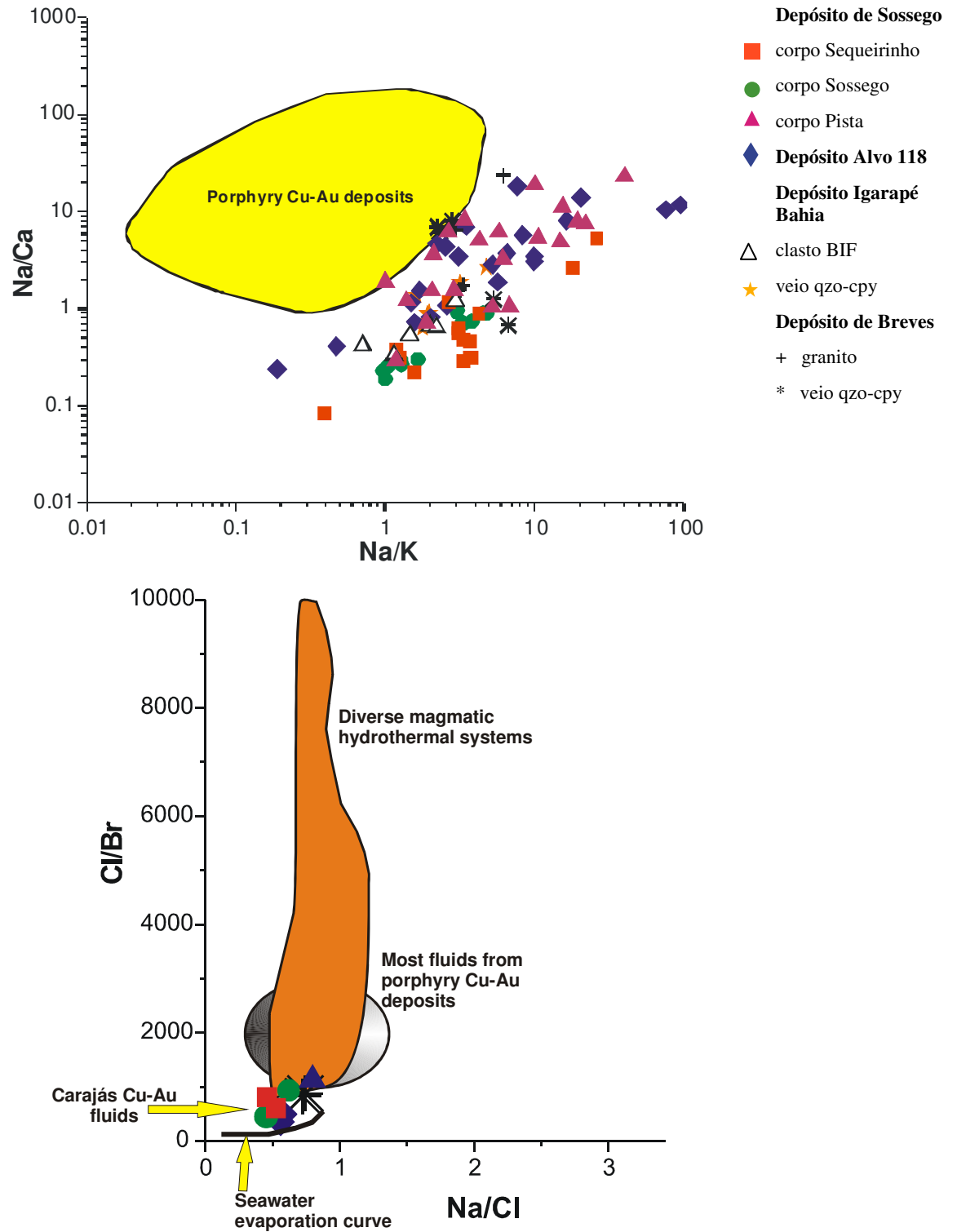


Figura 7.1 – Diagramas Na/Ca versus Na/K e Cl/Br versus Na/Cl mostrando a composição de salmouras hipersalinas associadas com depósitos de óxido de Fe–Cu–Au (Sossego, Alvo 118 e Igarapé Bahia) e depósitos de Cu–Au–(Mo–W–Bi–Sn) relacionados a intrusões (Breves) da Província Mineral de Carajás e sua comparação com a composição de fluidos de depósitos de Cu–Au pórfiros e sistemas hidrotermais-magmáticos.

Assinatura geoquímica das brechas sulfetadas: associação com rochas máficas-ultramáficas

As brechas dos corpos Sequeirinho e Sossego–Curral têm uma assinatura geoquímica marcada pelo enriquecimento em Cu–Fe–Au–Ni–Co–Se–V–P–ETRL e baixo conteúdo de Ti e U. Comparativamente, os teores de Co, Ni, Pd, V e Se são mais elevados no corpo Sequeirinho; enquanto as concentrações de Au, C_{total}, Pb, Sn, Rb, Y e Nb são maiores no corpo Sossego–Curral.

O enriquecimento em ETRL tem sido registrado com frequência em depósitos de óxido de Fe–Cu–Au na Província Mineral de Carajás, como nos depósitos de Igarapé Bahia e Salobo (Tallarico 2003; Tallarico *et al.* 2000, Tazava & Oliveira 2000; Requia & Fontboté 1999; Lindenmayer *et al.* 1998), e também em Cloncurry District (Wang & Williams 2001; Pollard 2000), Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1990) e Candelária–Punta del Cobre (Marschik *et al.* 2000).

A associação genética entre rochas máficas e o enriquecimento em Ni e Co nas mineralizações de Cu–Au é feita para depósitos de óxido de Fe–Cu–Au, tais como no norte do Chile e sul do Peru (Andes Central) (Sillitoe 2003) e no Cloncurry District, Austrália (Wang & Williams 2001, Pollard 2000; Baker 1998). Essa relação envolve desde o fornecimento desses metais para o fluido hidrotermal através da lixiviação das rochas máficas (interação fluido-rocha) até a incorporação de magmas com maior conteúdo de Cu–Au–Co–Ni–(V–Cr)–(Se–Te)–(As–Mo–U) por fluidos magmáticos (Pollard 2000; Wang & Williams 2001). Sillitoe (2003) chama atenção para a similaridade entre os depósitos de Candelária–Punta del Cobre, Ernest Henry e Sossego, evidenciando a formação de sistemas hidrotermais, relacionados a intrusões de gabro e/ou diorito, atuantes do Arqueano ao Mesozóico. Contudo, a formação de fluidos hidrotermais-magmáticos salinos e ricos em cloro tipicamente resulta da imiscibilidade de magmas félsicos.

No depósito de Sossego, notadamente no corpo Sequeirinho, a associação espacial entre corpos de gabro e zonas de actinolito, corpos de magnetita–(apatita) maciços e intervalos de brecha sulfetada é conspícua e também sugere a influência dessas rochas no fornecimento de Ni, Co, Se, V e Pd para o minério. As lentes de rochas metaultramáficas que ocorrem imbricadas com as rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias do Supergrupo Itacaiúnas também poderiam ser um fonte adicional desses metais para o fluido hidrotermal.

Amostras de quartzo contidas em clasto de actinolito imerso na brecha sulfetada e em magnetito do corpo Sequeirinho não revelaram a presença de inclusões carbônicas ou aquo-carbônicas, que poderiam ser indicativas da presença de fluidos hidrotermais-magmáticos.

Com base no estudo de inclusões fluidas, de isótopos estáveis (Monteiro *et al.* 2008a) e nos novos dados sobre a composição química pontual de inclusões hipersalinas (Xavier *et al.* 2008b), a assinatura geoquímica do minério no depósito Sossego provavelmente está relacionada a processos de interação fluido-rocha que conduziram à lixiviação das rochas encaixantes por fluidos hidrotermais.

A lixiviação de Ni, Co, Se, V e Pd a partir do gabro e das rochas ultramáficas deve ter ocorrido por fluidos salinos, majoritariamente de origem não-magmática, de alta temperatura e com alto conteúdo de Cl, dirigidos por um sistema hidrotermal regional, cuja principal fonte de calor foram as sucessivas intrusões registradas ao longo da evolução da Província Mineral de Carajás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adshead N.D. 1995. Geology, alteration and geochemistry of the Osborne Cu-Au deposit, Cloncurry district, NW Queensland: Unpublished PhD thesis, James Cook University, Townsville, 382 p.
- Almada M.C.O., Villas R.N. 1999. O Depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 579-592.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará. DNPM/CPRM, Brasília, 136p.
- Araújo O.J.B., Maia, R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Carajás. *In*: SBG, Simpósio Latino-Americano de Geologia 7, Belém, *Proceedings*, vol 1, p.324-333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia F.C. Jr, Macambira B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev Bras Geociênc.* 29:453-460.
- Baker T. 1998. Alteration, mineralization, and fluid evolution at the Eloise Cu-Au Deposit, Cloncurry District, Northwest Queensland, Australia. *Economic Geology*, 93: 1213-1236.
- Baker, T. and Lang, J.R. 2003. Reconciling fluid inclusion types, fluid processes and fluid sources in skarns: an example from the Bismark deposit, Mexico. *Mineralium Deposita*, 38: 474-495.
- Baker T., Bertelli M., Fisher L., Fu B., Hodgson W., Kendrick M., Mark G., Mustard R., Ryan C., Williams P.J. 2006. Salt and copper in iron oxide-copper-gold systems, Cloncurry district, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (18), Supplement 1, p. A30.
- Barton M.D., Johnson D.A. 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide (Cu-Au) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. *In*: Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation. Adelaide, vol 1: 43-60.
- Barton M.D., Johnson D.A. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24 (3): 259-262.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Krimski R., Macambira M.J.B. (2001) Pb-Pb and U-Pb zircon ages of Archean syntectonic granites of the Carajás metallogenic province, northern Brazil. *South American Symposium on Isotopic Geology*, 3, Proceedings, pp 94-97
- Barros C.E.M., Barbey P. 2000. Significance of garnet-bearing metamorphic rocks in the Archean supracrustal series of the Carajás Mining Province, northern Brazil. *In*: Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, IUGS, vol. 31, pp 367-370.

- Bastrakov, E.N., Skirrow, R.G. and Barovich, K.M., 2002. Towards discriminating Cu-Au mineralised from barren hydrothermal systems using fluid chemistry. In: Ferris, G.M. (compiler). Gawler Craton 2002: State of Play. Department of Primary Industries and Resources SA. Exploration Data Package 10.
- Beardsmore T.J. 1992. Petrogenesis of Mount Dore-style breccia-hosted copper \pm gold mineralization in the Kuridala–Selwyn region of Northwestern Queensland. Ph.D. thesis, James Cook University, 284 p.
- Beisiegel V.R., Bernadelli A.L., Drumond M., Kuf A.W., Tremaine J.W. 1973. Geomorfologia/Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 215-242.
- Bodnar R.J. 1993. Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H₂O-NaCl Solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683-684.
- Bodnar R.J. 1994. Synthetic fluid inclusions. XII. Experimental determination of the liquidus and isochores for a 40 wt% H₂O-NaCl solution. *Geochem Cosmochim Acta* 58: 1053–1063.
- Bodnar R.J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson, J.F.H., (ed). *Magma, fluids and ore deposits*. The Mineralogical Association of Canada, Short Course, vol. 23, p. 139-152.
- Bodnar R.J. 2003. Introduction to fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Ed.). *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineral. Assoc. Canada., Short Course Ser. 32, 1-8.
- Carvalho E. de R., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Villas R.N., Godoy M.L.S., Fanton J.J., Nunes A.R., Morais R. 2004 (a). Geologia do depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, MG. Resumos [CD-ROM].
- Carvalho E. de R., Souza Filho C.R., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2004 (b) Aplicação da espectroscopia de reflectância no estudo da alteração hidrotermal no depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, MG. Resumos [CD-ROM].
- Carvalho E. de R., Xavier R.P., Monteiro, L.V.S, Souza Filho, C.R. de, 2005 Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1, [CD-ROM].
- Chiaradia, M., Banks, D., Cliff, R., Marschik, R., de Haller, A. 2006. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Cl/Br. *Mineralium Deposita*, 41: 565-573.
- Clark R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: A.N Rencz (ed.) *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manuals of Remote Sensing*. 3 ed. Vol. 3: 3-58.
- Clark R.N., Swayze G.A., Gallagher A.J., King T.V.V., Calvin W.M. 1993. The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library. Version 1: 0.2 to 3.0 microns. U.S. Geological Survey Open File Report, 93-592, 1326 p.

- Costa J.B.S, Araújo O.J.B., Santos A., Jorge-João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1999. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Cráton. Geochronological, Petrological and Geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50:113-138.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília. CPRM e Editora da Universidade de Brasília. 392 p.
- Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F. & Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *J. of South American Earth Sci*, 10: 321-330.
- Davidson G.J. 1992. Hydrothermal geochemistry and ore genesis of sea-floor volcanogenic copper-bearing oxide ores. *Economic Geology*, 87: 889-912.
- Davidson G.J. 1994. Hostrocks to the stratabound iron-formation-hosted Starra gold-copper deposit, Australia. *Mineralium Deposita*, 29: 237-249.
- Davidson G.J., Large R.R. 1994. Gold Metallogeny and the Copper-Gold Association of the Australian Proterozoic. *Mineralium Deposita*, 29: 208-223.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spencer R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 591-601.
- De Jong G., Rotherham J., Phillips G.N., Williams P.J. 1998. Mobility of rare-earth elements and copper during shear-zone-related retrograde metamorphism. *Geologie en Mijnbouw*, 76: 311-319.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5. Belém, Resumos Expandidos, 376-379.
- DOCEGEO 1988. Província Mineral dos Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Anexo aos Anais, 165p.
- Dreher A.M. 2004. O Depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 221p.
- Ettner C.D., Bjørlykke A., Andersen T. 1993. Fluid evolution and Au-Cu genesis along a shear zone: a regional fluid inclusion study of a shear zone-hosted alteration and gold and copper mineralization in the Kautokeino greenstone belt, Finnmark, Norway: *Journal of Geochemical Exploration*, 49: 233-267.

- Ettner D.C., Bjørlykke A., Andersen T. 1994. A fluid inclusion and stable isotope study of the Proterozoic Bidjovagge Au-Cu deposit, Finnmark, northern Norway: *Mineralium Deposita*, 29: 16–29.
- Farias, N.F., Saueressig, R., 1982. Pesquisa geológica na Jazida de Cobre Salobo -3A. SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, Anais 2, 39–45.
- Fu B., Williams P.J., Oliver N.H.S., Dong G., Pollard P.J., Mark G.M. 2003. Fluid mixing versus unmixing as an ore-forming process in the Cloncurry Fe-oxide-Cu-Au District, NW Queensland, Australia: evidence from fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79: 617-622.
- Galarza T.M.A., Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Rev. Geol. USP Ser. Cient.*, 2: 143-159.
- Galarza T.M.A., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia 7, Belém, Pará. Resumos Expandidos. CD-ROM.
- Gallie E.A., McArdle S., Rivard B., Francis H. 2002. Estimating sulphide ore grade in broken rock using visible/infrared hyperspectral reflectance spectra. *International Journal of Remote Sensing*, 23 (11): 2229-2246.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewskf Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:201-211.
- Grant J.A. 1986. The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration. *Econ. Geol.*, 81: 1976-1982.
- Gresens R.L. 1967. Composition volume relations of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2 (1):47-65.
- Hardie L.A. 1983. Origin of CaCl₂ brines by basalt-seawater interaction: Insights provided by some simple mass balance calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82: 205-213.
- Haynes D.W. 2000. Iron oxide-copper-(gold) deposits: their position in the ore deposit spectrum and modes of origin: In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective*. Australian Mineral Foundation. Adelaide, vol 1: 71-90.
- Hedenquist J.W. & Henley R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol.*, 80: 1379-1406.
- Hildebrand R.S. 1986. Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, northwest Canada. *Economic Geology*, 81: 640-659.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A. (1982) *Geologia Regional da Província Mineral de Carajás*. Simp Geol Amaz, 1, Belém, 1982 Anais Belém, SBG/NO, v 1, pp 100–110

- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. *In*: Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation. Adelaide, vol 1: 9-25.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu, U, Au, REE) deposits. *Precambrian Research* 58: 241-287.
- Holdsworth R., Pinheiro R. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *J Struct Geol* 22:1105–1123.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. Manaus, Resumos Expandidos, 463-466.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledshan E.J., Gouvêa J.L., Martins L.P.B., Montalvão R.G.M., Costa V.G. 1988. O terreno ‘granito greenstone’ da Região de Rio Maria, sul do Pará. *In*: SBG/Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, vol. 3, p. 1438-1452.
- Hunt G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42: 501-513.
- Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate Minerals. *Modern Geology*, 1: 283-300.
- Hunt G.R., Salisbury J.W., Lenhoff C.J. 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IV. Sulphides and sulphates. *Modern Geology*, 3: 1-14.
- Huston D.L., Cozens G.J. 1994. The geochemistry and alteration of the White Devil porphyry: implications to intrusion timing. *Mineralium Deposita*, 29: 275-287.
- Jébrak M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12: 111-134.
- Leitch C.H.B. & Lentz D.R. 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: methods, pitfalls, examples. *In*: D. R. Lentz (ed.) *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11: 161-192.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(3): 257-268.
- Lindenmayer Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thesis, University of Western Ontario.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.* 49: 329-354.
- MacKin S. 2002. SIMIS FeatureSearch 1.5. Spectrometer independent mineral identification software. User manual & tutorial. SIMIS Solutions S.L. Spain. 90p.

- Mark G., Oliver N.H.S., Williams P.J., Valenta R.K., Crookes R.A. 2000. The evolution of the Ernest Henry Fe-oxide-(Cu-Au) hydrothermal system. *In*: Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation. Adelaide, vol 1: 123-136.
- Mark G, Williams P.J., Boyce A.J. 2004. Low-latitude meteoric fluid flow along the Cloncurry Fault, Cloncurry district, NW Queensland, Australia: geodynamic and metallogenic implications. *Chemical Geology* 207:117–132
- Marschik R. & Fontboté L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au(-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96: 1799-1826.
- Marschik R., Leveille R.A., Martin W. 2000. La Candelaria and the Punta del Cobre District, Chile: Early Cretaceous iron-oxide Cu-Au(-Zn-Ag) mineralization. *In*: Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation. Adelaide, vol 1:163-175.
- Marschik R, Mathur R, Ruiz J, Leveille RA, Almeida AJ de. 2005. Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, 39: 983-991.
- Mazdab F.K. & Barton M.D. 2001. Distinctive chlorine and trace element contents in silicates and sulfides from metasomatic iron-oxide systems. GSA Annual Meeting, November 5-8, 2001. Session No. 53, Economic Geology I: Fe-oxide(-Cu-Au) Deposits, Fe-Sulfides in Black Shales, Taconite Ores, Geochronology. Abstract with Programs, 33: 32
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E. de R., Souza Filho C.R., Fanton J.J., Nunes A.R., Morais R., 2004. O depósito de óxido de ferro-Cu-Au de Sossego, Carajás: evolução do sistema hidrotermal com base na química mineral e geotermobarometria. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Resumos [CD-ROM].
- Monteiro L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E. de R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R. de, Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43: 129-159.
- Monteiro L.V.S., Xavier, R.P., Hitzman M.W., Juliani, C., Souza Filho C.R. de, Carvalho, E. de R. 2008b. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34: 317-336.
- Mustard R., Blenkinsop T., McKeagney C., Huddleston-Holmes C., Partington G. 2004. Statistical evaluation of the spatial relationship of intrusions and faults to Fe-Oxide Cu-Au systems, Cloncurry district. Predictive Mineral Discovery CRC Conference, Barossa Valley 1-3 June 2004.
- Naden J. 1996. CalcicBrine: a Microsoft Excel 5.0 Add-in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. PACROFI VI Abstracts. University of Wisconsin.
- NEVES, M. P. 2006. Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral do Carajás. Dissertação Mestrado - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 114p.

- Nogueira A.C.R., Truckenbrod W., Costa J.B.S., Pinheiro R.V.L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. In: 4 Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Resumos Expandidos, SBG, pp 363–364
- Nogueira A.C.R., Truckenbrod W., Pinheiro R.V.L. 2000. Storm and tide-dominated siliciclastic deposits of the Archean Águas Claras Formation, Serra dos Carajás, Brazil. In: 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, Abstracts.
- Oliver N.H.S., Cleverley J.S., Mark G., Pollard P.J., Fu B., Marshall L.J., Rubenach M.J., Williams P.J., Baker T. 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa Block, Australia. *Econ. Geol.*, 99: 1145-1176.
- Olszewski, W.J., Wirth, K.R., Gibbs, A.K., Gaudette, H.E., 1989. The age, origin and tectonics of the Grao Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research* 42, 229–254.
- Oreskes N. & Einaudi M.T. 1992. Origin of Hydrothermal Fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, 87: 64-90.
- Oreskes N. & Einaudi M.T. 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, 85: 1-28.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.C., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Perring C.S., Pollard P.J., Nunn A.J. 2001. Petrogenesis of the Squirrel Hills granite and associated magnetite-rich sill and vein complex: Lightning Creek prospect, Cloncurry district, northwest Queensland. *Precambrian Research* 05:213-238.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. de. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu–Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *J. of South American Earth Sci.*, 15: 803-813.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of Geological Society of London*, 154: 99-103.
- Pollard P.J. 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective*. Australian Mineral Foundation. Adelaide, vol 1: 27-41.
- Pollard P.J. 2001. Sodic (-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl ± CaCl₂-KCl fluids. *Mineralium Deposita*, 36: 93-100.
- Pollard, P.J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide copper gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, 41: 179-187.

- Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997. Spectral interpretation field manual. G-MEX Spectral analysis guides for mineral exploration, vol 1. AusSpec International Pty.
- Réquia K.C.M., Fontboté L. 1999. Hydrothermal alkali metasomatism in the Salobo iron oxide Cu (-Au) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *In: C.J. Stanley et al. (eds.) Mineral Deposits: Processes to processing*. Balkema, Amsterdam, Proceedings, 1025-1028.
- Réquia K.C.M., Xavier R.P., Figueiredo B.R. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas do depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 27-39.
- Ribeiro A.M. & Villas R.N. 1990. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da seqüência Bahia, Carajás, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, RN. *Anais*, 3: 1193-1204.
- Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992 Geocronologia Pb–Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *SBG, Cong Bras Geol*, 37, Bol Res Exp, vol 2, pp 183–184.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12. Mineralogical Society of America, 644p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2001. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research (in press)*.
- Sillitoe R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38: 787-812.
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. *In: Simp. Geol. Amaz. 5 Bull Expanded abstr*, Belém, SBG, pp 380-383.
- Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and process. *In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds.) Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publications, 42: 313-345.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. *Econ Geol* 100:7–28.
- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho B.J., Rego L.J., Nunes A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U–Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu–Au–(W–Bi–Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita* 39:68–86.
- Tallarico F.H.B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 229p.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au Mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 230-233.

- Tazava E. & Oliveira C.G. de 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, vol 1: 203-212.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldies M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.-M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, pp.41-95.
- Teixeira, J.B.T., Eggler, D.H., 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia* 40, 71–114.
- Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposit, northern Brazil. *Economic Geology*, 66: 985-994.
- Torresi I. 2005. A mineralização de Cu-Au do Corpo Pista na Mina de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA): Rochas hospedeiras e paragéneses do minério. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Relatório de Iniciação Científica.
- Torresi I. 2008. The Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis, stable isotope and fluid inclusion data. 33 International Geological Congress, Oslo (Noruega), [CD-ROM].
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U–Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J S Am Earth Sci* 11: 265–277.
- Vanko D., Bodnar R.J., & Sterner S.M. 1988. Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v.52: p.2451-2456.
- Xu, G. 2000. Fluid inclusions with NaCl-CaCl₂ composition from Cloncurry hydrothermal system, NW Queensland, Australia. *Lithos*, 53 (1): 21-35.
- Wang S. & Williams P.J. 2001. Geochemistry and origin of Proterozoic skarns at the Mount Elliott Cu-Au(-Co-Ni) deposit, Cloncurry district, NW Queensland, Australia. *Mineralium Deposita*, 36: 109-124.
- Whitbread M.A. & Moore C.L. 2004. Two lithogeochemical approaches to the identification of alteration patterns at the Elura Zn-Pb-Ag deposit, Cobar, New South Wales, Australia: use of Pearce Element Ratio analysis and Isocon analysis. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4: 129-141.
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., & Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371–405.
- Willian-Jones A. E. & Samson I M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O: Applications to fluid inclusions. *Canadian Mineral.*, v.28: p.299-304.

- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J.Jr. 1986. U–Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Rev Bras Geoc* 16:195–200
- Xavier R.P., Dreher A.M., Araújo C.E.G. de, Carvalho E. de R., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R. de, Nunes A.R., Rego J.L. 2004. Fluid mixing in the Paleoproterozoic Cu-Au (Mo-W-Bi) Breves deposit, Carajás Mineral Province (PA). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, MG. Resumos [CD-ROM].
- Xavier, R.P., Wiedenbeck, M., Dreher A.M., Rhede, D., Monteiro, L.V.S., Araújo, C.E.G., 2005. Chemical and boron isotopic composition of tourmaline from Archean and Paleoproterozoic Cu-Au deposits in the Carajás Mineral Province. I Brazilian Symposium on Metallogeny.
- Xavier, R.P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Dreher, A.M., Monteiro, L.V.S., Rhede, D., Araújo, C.E.G., Torresi, I. 2008a. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, 36 (9): 743-746.
- Xavier, R.P., Rusk, B., Monteiro, L.V.S., Carvalho, E. de R., Dreher, A.M., Torresi, I., Araújo, C.E.G., Souza Filho, C.R. de. 2008b Composition of ore-bearing fluids in Cu-Au systems of the Carajás Mineral Province, Northern Brazil, constrained by fluid inclusion microthermometry and LA-ICP-MS. 44^o Congresso Brasileiro de Geologia.

ANEXOS

ANEXO 1

ANEXO 1 - Geoquímica (óxidos maiores - % em peso) das rochas encaixantes e brechas mineralizadas do depósito de Sossego.

ELEMENTOS			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Ctotal	Stotal	SOMA
AMOSTRAS	Intervalo	CÓDIGO	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
BRECHA SEQUEIRINHO	99/290,68	SOS-01	19,58	1,06	28,77	4,82	17,2	0,09	0,02	0,2	5,78	0,02	0,001	2,7	0,01	8,97	80,31
	99/304,40	SOS-02	8,43	0,28	46,53	2,19	2,71	0,01	0,02	0,11	0,01	0,01	0,002	10,6	0,02	20,96	70,93
	99/332,28	SOS-03	12,42	0,28	32,08	3,26	14,03	0,01	< .02	0,12	1,02	0,02	< .001	4,8	0,03	14,39	68,06
	259/266,14	SOS-04	27,13	1,06	31,13	2,86	11,29	0,02	0,02	0,21	6,24	0,02	0,003	5,3	0,01	12,62	85,57
	259/273,70	SOS-05	8,51	0,3	35,77	2,08	12,41	0,04	0,04	0,07	7,4	0,01	< .001	9,6	0,03	18,18	76,26
	352/198,80	SOS-06	34,4	5,41	23,52	4,72	12,7	2,67	0,12	0,33	1,74	0,03	0,008	3,1	0,02	7,52	88,79
BRECHA SOSSEGO-CURRAL	35/159,20	SOS-07	9,79	0,39	26,41	1,2	20,03	0,03	0,03	0,07	1,18	0,12	0,001	< .1	1,98	18,07	57,96
	35/619,18	SOS-08	11,01	0,38	32,5	0,35	16,41	0,03	0,04	0,14	5,05	0,04	0,001	2	3,71	15,72	67,99
	35/643,10	SOS-09	32,25	0,61	17,68	0,87	17,64	0,09	0,14	0,09	4,35	0,13	0,002	< .1	2,47	11,55	73,26
	35/708,00	SOS-10	26,75	0,63	31,05	4,6	12,52	0,02	0,26	0,29	1,43	0,05	0,002	2,3	1,47	6,35	79,96
	314/255,30	SOS-11	11,85	0,36	36,38	2,39	8,26	0,04	0,02	0,08	2,88	0,02	0,002	9,2	0,52	18,71	71,53
	319/145,16	SOS-12	39,35	6,19	31,16	3,81	7,88	0,63	1,04	0,29	< .01	0,04	0,002	5,5	0,03	8,78	95,99
ACTINOLITO MAGNETITO	319/174,21	SOS-13	33,26	2,17	21,17	4,24	17,04	0,08	0,23	0,27	2,75	0,12	0,002	3,1	2,43	3,85	84,46
	22/219,17	SOS-14	36,68	7,27	43,78	5,48	3,07	1,51	0,86	0,32	< .01	0,04	< .001	0,7	0,1	0,05	99,78
	259/168,33	SOS-15	44,09	7,13	27,31	11,1	5,39	0,27	0,12	0,35	0,07	0,07	0,004	3,8	0,03	0,01	99,76
	259/260,40	SOS-16	39,47	9,51	31,25	4,32	10,43	2,58	0,17	0,38	0,5	0,05	0,019	0,3	0,03	0,13	99,05
	259/278,80	SOS-17	45,62	9,8	18,63	7,07	14,08	0,77	0,27	0,57	< .01	0,06	0,01	2,1	0,16	0,6	99,06
	280/404,20	SOS-18	22,57	1,65	61,51	6,2	5,75	0,24	0,13	0,53	< .01	0,04	0,001	< .1	0,02	1,84	98,45
GRANITO HIDROTHERMALIZADO	22/101,68	SOS-19	62,47	17,77	3,09	4,8	0,2	8,66	< .02	0,38	0,06	0,03	0,003	2,4	0,02	0,01	99,86
	22/107,45	SOS-20	56,12	17,89	4,37	8,67	0,3	7,23	< .02	0,43	0,06	0,06	0,002	4,2	0,01	< .01	99,35
	259/38,48	SOS-21	69,68	13,66	4,08	0,6	4,2	6,18	0,03	0,17	< .01	0,01	0,003	0,8	0,01	0,06	99,42
	259/72,08	SOS-22	73,79	14,25	1,49	0,2	1,11	7,7	0,06	0,13	0,01	0,01	0,002	0,4	0,01	0,01	99,16
	259/84,38	SOS-23	64,39	13,59	7,28	1,61	6,15	4,77	0,02	0,21	< .01	0,03	0,005	1,2	0,1	0,1	99,27
	259/153,15	SOS-24	68,38	15,08	3,39	0,92	3,72	3,79	0,04	0,32	< .01	0,02	0,003	1,1	0,1	0,01	99,77
	259/155,88	SOS-25	55,91	14,57	8,95	2,76	10,8	4,12	0,02	0,15	< .01	0,03	0,003	2,4	0,33	0,02	99,73
	259/177,40	SOS-26	70,64	15,01	2,84	0,47	2,94	6,34	0,62	0,32	0,07	0,01	0,003	0,6	0,02	0,01	99,86
	259/287,87	SOS-27	75,75	10,88	3,78	0,72	1,17	4,75	0,77	0,46	< .01	0,02	0,004	1,5	0,21	0,16	99,81
	280/318,47	SOS-28	50,78	14,36	13	5,72	6,43	3,04	1,79	1,83	0,1	0,11	0,004	2,6	0,14	0,01	99,79
	280/399,00	SOS-29	68,41	13,53	5,7	1,49	2,03	5,9	1,82	0,38	< .01	0,02	0,004	0,6	0,03	0,06	99,90
	35/32,04	SOS-30	70,96	12,39	6,25	1,75	0,3	5,37	1,33	0,6	< .01	0,03	0,001	0,8	0,04	0,01	99,79
	35/35,81	SOS-31	74,2	12,79	3,66	0,67	0,23	6,76	0,47	0,66	< .01	0,01	0,003	0,5	0,01	< .01	99,95
	35/83,63	SOS-32	72	12,86	4,35	1,06	0,72	5,77	0,97	0,66	< .01	0,02	0,002	1,4	0,12	0,01	99,82
	35/178,74	SOS-33	72,33	14,71	2,4	0,31	0,55	8,02	0,18	0,45	< .01	0,02	0,004	1	0,11	0,01	99,97
GRANITO GRANOFÍRICO HIDROTHERMALIZADO	35/406,88	SOS-34	76,8	12,71	1,81	0,09	0,49	6,78	0,24	0,33	< .01	0,01	0,002	0,3	0,05	0,01	99,56
	35/576,00	SOS-35	64,23	18,43	2,49	0,16	1,48	10,35	0,09	0,38	< .01	0,01	0,003	1,2	0,28	0,01	98,82
	99/515,14	SOS-36	58,94	12,18	11,03	4	4,75	6	0,31	2,17	0,02	0,05	0,003	0,5	0,13	< .01	99,96
	319/50,27	SOS-37	70,54	12,01	6,91	1,66	1,38	5,55	0,45	0,63	< .01	0,03	0,003	0,8	0,11	0,01	99,96
	314/207,55	SOS-38	66,5	11,73	9,91	3,37	0,71	3,27	1,68	0,58	< .01	0,04	< .001	2	0,14	0,01	99,82
GABRO HIDROTHERMALIZADO	35/328,97	SOS-39	49,35	13,39	13,8	7,01	9,46	2,15	1,51	1,11	0,12	0,1	0,028	1,8	0,04	0,13	99,84
	99/316,92	SOS-40	49,85	14,83	12,84	5,45	8,65	3,82	1,02	1,01	0,39	0,06	0,016	1,7	0,11	0,16	99,70
	279/123,83	SOS-41A	49,75	16,24	10,74	7,23	7,86	2,79	1,69	0,72	0,12	0,06	0,04	2,6	0,06	0,08	99,87
	279/125,59	SOS-41B	49,25	15,17	11,84	9,25	7,62	2,2	1,4	0,61	0,15	0,08	0,045	2,2	0,04	0,05	99,85
	279/285,23	SOS-42	41,23	11,92	28,25	4,98	4,12	2,1	2,88	1,74	0,07	0,05	0,001	2,4	0,24	0,08	99,81
	279/289,35	SOS-43	30,7	8,92	38,24	3,68	8,04	0,45	1,31	1,44	2,98	0,04	0,005	2,4	0,15	2,2	98,27
	280/472,71	SOS-44	51,44	15,26	11,26	5,24	7,42	4,61	1,03	1,34	0,3	0,05	0,011	1,8	0,07	0,11	99,80
METAVULCÂNICA ÁCIDA	PTO SOS-35	SOS-45	42,23	11,62	18,15	5,23	10,54	3,2	0,44	4,9	2,65	0,12	0,002	0,6	0,02	0,27	99,69
	22/370,23	SOS-46	49,17	13,13	14,92	9,08	5	0,74	3,41	0,69	0,25	0,06	0,056	3,2	0,07	0,01	99,73
	22/389,54	SOS-47	65,23	14,31	5,85	2,3	3,26	4,76	2,31	0,29	0,07	0,01	0,011	1,5	0,1	0,01	99,92
	259/318,36	SOS-48	68,56	11,42	9,14	1,91	0,51	4,21	2,22	0,6	< .01	0,02	< .001	1,3	0,03	0,01	99,89
	352/155,50	SOS-49	65,02	14,68	4,61	2,22	3,37	5,76	1,97	0,3	0,1	0,02	0,015	1,8	0,07	< .01	99,87
	346/65,03	SOS-50	61,62	13,53	8,13	1,3	1,56	4,11	1,2	0,54	1,22	0,01	0,004	4,4	0,03	4,54	97,64
	346/94,43	SOS-51	66,49	14,47	6,98	0,82	1,13	2,49	2,7	0,64	0,2	0,01	0,005	4	0,01	3,96	99,94
BIOTITA MILONITO	346/98,20	SOS-52	65,86	14,18	4,18	1,36	4,02	5,3	0,72	0,63	0,38	0,01	0,01	3,2	0,09	2,02	99,85
	99/340,07	SOS-53	53,49	13,08	16,04	4,35	2,99	0,28	4,76	0,86	0,11	0,04	0,004	3,8	0,26	0,03	99,82
	259/297,83	SOS-54	67,71	12,11	7,68	1,86	2,23	3,94	1,93	0,58	0,02	0,02	0,003	1,7	0,14	0,01	99,80
	346/205,15	SOS-55	52,59	14,49	7,75	13,17	0,67	0,99	7,06	0,76	0,06	0,01	0,049	2,2	0,02	0,06	99,82

ANEXO 1 - Geoquímica (elementos menores e traço - ppm) das rochas encaixantes e brechas mineralizadas do depósito de Sossego.

ELEMENTOS			Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La
AMOSTRAS	Intervalo	CÓDIGO	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BRECHA SEQUEIRINHO	99/290,68	SOS-01	1	186,4	< 1	23,9	< 5	0,8	< 5	3	54,4	< 1	12,2	2,3	475	2,9	7,5	97,5	401,8
	99/304,40	SOS-02	< 1	140,4	< 1	14,3	< 5	0,7	2,7	10	5	< 1	0,6	0,1	306	4,2	1,7	13,6	40,3
	99/332,28	SOS-03	1	124,4	< 1	18,1	< 5	0,6	< 5	6	62,3	< 1	6,9	1,3	313	1,6	1,2	73,7	115
	259/266,14	SOS-04	< 1	582,9	< 1	15,1	< 5	1,4	0,6	4	43,8	< 1	7,4	2,6	359	0,7	6,2	68,7	254,2
	259/273,70	SOS-05	< 1	109,3	0,1	7,5	< 5	< 5	2,1	3	35,2	< 1	3,1	1,4	166	1,6	1,5	74	151,1
	352/198,80	SOS-06	2	109,3	0,2	11,4	1,2	2,5	2,8	3	28,3	< 1	10,5	3	314	1,2	32,7	57	200,7
BRECHA SOSSEGO-CURRAL	35/159,20	SOS-07	< 1	7,4	< 1	2,9	< 5	3,1	1,5	13	75,5	0,2	1,4	9,9	23	2,3	2,5	132,6	35,4
	35/619,18	SOS-08	< 1	36,6	0,1	4,2	< 5	0,9	3,9	15	38,8	< 1	7,2	10,9	144	0,4	5,4	139	113,3
	35/643,10	SOS-09	< 1	39,6	0,2	3,2	< 5	1,8	22,4	31	49,3	< 1	1,3	2,5	49	3,4	3,7	116,3	10,2
	35/708,00	SOS-10	1	107,3	0,4	18	< 5	2,5	64,9	32	37,3	0,3	6,1	21,3	315	7	9,7	134,9	315
	314/255,30	SOS-11	< 1	34,6	< 1	7,1	< 5	2,5	1,4	21	35	0,1	8,3	17,1	75	1,8	5,5	120,8	290,2
	319/145,16	SOS-12	2	516,6	< 1	29,9	2,6	4,3	53,4	5	189,2	0,4	22,6	34	153	0,7	73,4	111,7	621,8
ACTINOLITITO MAGNETITITO	319/174,21	SOS-13	2	44,7	0,3	16,6	1,3	6,9	41,5	10	78	0,3	16,2	9,3	186	2,8	29,3	167,5	371,1
	22/219,17	SOS-14	1	65,5	0,2	57,2	2,6	0,7	27,6	3	41	< 1	19,8	5,2	840	0,9	68,8	17,2	13,5
	259/168,33	SOS-15	1	85,2	0,7	23,6	2,7	3,1	7	4	8,5	0,2	12,4	1,1	541	4,4	85,7	10,8	2
	259/260,40	SOS-16	1	44,7	< 1	39,6	1,3	0,9	1,7	< 1	261,3	< 1	54,5	11,5	1032	1,1	55,6	24,2	12,9
	259/278,80	SOS-17	< 1	60,8	< 1	36,9	1,6	4,4	6,7	8	566	0,3	8,5	1,1	559	4,4	44,8	61,2	486,7
	280/404,20	SOS-18	< 1	84,4	< 1	42	< 5	1,9	2	< 1	13,4	0,1	7,2	2,4	1477	0,2	6,3	15,3	20,1
GRANITO HIDROTHERMALIZADO	22/101,68	SOS-19	1	10,5	< 1	19,6	5,6	5,7	< 5	< 1	26,5	0,3	11,6	1,1	21	5,2	197,8	4,8	7,7
	22/107,45	SOS-20	1	17,1	0,4	23,6	5,6	6,1	1,8	< 1	36,8	0,6	11,3	2,8	35	0,3	210,9	11,9	9,9
	259/38,48	SOS-21	< 1	6,5	< 1	22,6	2,6	2,4	0,7	2	238,8	0,2	9,5	2,6	59	6,2	67,6	9,2	227,6
	259/72,08	SOS-22	1	2	< 1	13,8	2,4	2,5	2,5	< 1	104,5	0,2	5,3	1,1	18	0,8	72,3	4,6	72,1
	259/84,38	SOS-23	1	14,3	< 1	19,9	2,6	2,5	< 5	< 1	330,9	0,2	5,1	1,5	172	8,9	88,4	9,3	6,7
	259/153,15	SOS-24	< 1	10	< 1	16,7	3,5	4,2	90,6	< 1	321,2	0,3	2,7	1,3	41	0,3	119,5	6,3	4,3
	259/155,88	SOS-25	1	18,2	< 1	24,2	4	1,7	< 5	< 1	622,3	0,1	5,7	4,1	184	4,1	108,6	11,7	5
	259/177,40	SOS-26	1	6	< 1	17,1	3,6	5,2	21,2	< 1	217,4	0,7	4,2	1,4	40	0,5	108,9	8	80,6
	259/287,87	SOS-27	2	10,1	< 1	8,6	5,5	4,5	29,8	8	52,1	0,5	9,5	3,8	34	16,6	157,6	1,7	0,8
	280/318,47	SOS-28	2	46,9	0,3	25,1	5,2	18,3	83,5	1	288,7	1,4	4	1,2	243	0,7	168,9	30,2	50,3
	280/399,00	SOS-29	< 1	13,1	0,2	14,5	3,8	6,8	28,2	< 1	82,3	0,8	6,6	2,5	98	8,3	120,8	8,8	12
	35/32,04	SOS-30	< 1	22,3	0,6	21	13,5	15,5	68,9	1	30	1	22,2	4,8	64	0,4	460,8	6,4	1,7
	35/35,81	SOS-31	< 1	10,2	0,1	17,8	12,5	16,2	19,2	< 1	16,9	1,4	21,3	4,1	39	6,1	445,6	13,2	2,5
	35/83,63	SOS-32	< 1	13,2	0,2	19,2	13	16,1	58,8	105	42,4	1,2	12,4	3,9	54	9,1	435,9	13,7	9,9
	35/178,74	SOS-33	1	3,9	< 1	13,9	11,3	10,2	5	2	19,9	1	20,5	6,4	10	12,1	374,4	5,3	10
	35/406,88	SOS-34	1	2,2	0,1	15,9	9	9,2	14,2	< 1	23	1	23,6	4,7	8	0,6	271,1	8,9	11,6
	35/576,00	SOS-35	1	2,6	< 1	13,2	9,6	6,3	3,1	< 1	24,2	0,8	26	8,8	13	14,5	298,1	3,2	8
	99/515,14	SOS-36	2	39,1	< 1	18,2	6,7	21,9	8,4	1	15,1	1,2	10,8	2,8	160	2,1	212,2	40,9	4,8
	319/50,27	SOS-37	< 1	21,1	< 1	18	7,5	10,2	20,3	< 1	25,3	1	24,4	6,2	73	5,6	198,9	18,6	13,5
GRANITO GRANOFÍRICO HIDROTHERMALIZADO	314/207,55	SOS-38	< 1	40,7	1,1	24	6,6	10,7	148,3	7	40,6	0,9	22,4	6,2	50	0,8	188,7	17,4	105,6
	35/328,97	SOS-39	< 1	55,2	0,1	17,9	1,8	3,4	148,1	2	112,9	0,2	0,3	0,4	353	6,1	60,7	25,4	7,1
	99/316,92	SOS-40	< 1	50,7	0,1	25,8	2,1	6	29,9	4	309,3	0,2	5,8	1,9	281	0,6	69,6	31,7	58,2
	279/123,83	SOS-41A	< 1	47,6	0,3	16,4	1,6	3,4	74,2	2	228,3	0,2	1,3	0,7	213	5,1	54,7	11,4	10,5
	279/125,59	SOS-41B	< 1	50	0,4	14,8	1,2	2,4	57,4	2	212,1	< 1	1,1	0,5	182	0,1	39,3	8,9	8,3
	279/285,23	SOS-42	< 1	55,6	1,2	33,1	1,1	7,7	148,8	4	150	0,4	0,8	0,5	656	3,8	39,6	14,9	33,4
GABRO HIDROTHERMALIZADO	279/289,35	SOS-43	< 1	68,1	0,2	39,9	0,9	7,1	56,8	6	206,2	0,2	3	1,6	1034	2,6	26,8	31,9	113
	280/472,71	SOS-44	< 1	39,8	0,1	21,5	3,6	4,6	38,3	4	194,4	0,3	1,5	1	327	4	136,6	21,3	16,5
	PTO SOS-35	SOS-45	< 1	65,7	< 1	17,7	1,7	9,3	8,7	< 1	332,3	0,6	1,7	0,5	437	0,3	65,1	27,7	52,1
	22/370,23	SOS-46	1	74,6	1,2	22,6	2,4	5	146	6	125,5	0,3	5,5	2,5	185	4,9	81,8	19,1	27,1
	22/389,54	SOS-47	1	31,6	1,6	19,2	2,5	4,4	119,4	2	252	0,3	10,9	2,6	54	< 1	86,4	6,3	75,7
	259/318,36	SOS-48	1	42,6	1,1	20,1	6	10,4	124,5	2	32,5	1	18,7	4,4	36	9,1	196,2	10,5	11,6
METAVULCÂNICA ÁCIDA	352/155,50	SOS-49	1	25,2	1,3	15,8	3,4	4,1	98,8	1	226,4	0,4	9,5	2,4	55	0,1	92	6	79,1
	346/65,03	SOS-50	1	165	0,2	16,6	3,4	6,6	65,3	3	124	0,4	3,6	1,2	60	8,7	127	8,8	15,1
	346/94,43	SOS-51	< 1	126,2	0,1	18,2	3,6	8,7	94,4	2	87,6	0,5	4,1	1,2	66	2,8	132,3	11,6	12,7
	346/98,20	SOS-52	2	232,4	0,1	10,7	3,8	10,8	20,4	1	200,6	0,7	4,1	1,7	48	9,1	131,6	8,3	4,9
	99/340,07	SOS-53	2	73,8	1,4	19,2	3,6	6	419,5	3	116,4	0,4	6,5	1,9	209	1,5	121,5	28,6	21,6
	259/297,83	SOS-54	1	37,1	0,9	16,9	5,4	7,6	107,1	1	93,3	0,9	18,5	3,3	43	6,1	184	8,2	14,1
BIOTITA MILONITO	346/205,15	SOS-55	< 1	50,2	2,6	34,6	4,5	6,6	356,6	2	53,7	0,4	4,4	1,9	213	1,2	147,2	5	0,8

ANEXO 1 - Geoquímica (elementos menores e traço - ppm) das rochas encaixantes e brechas mineralizadas do depósito de Sossego.

ELEMENTOS			Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ba	Mo	Cu	Pb
AMOSTRAS	Intervalo	CÓDIGO	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BRECHA SEQUEIRINHO	99/290,68	SOS-01	773,8	85,81	331,1	47,6	3,92	33,03	3,99	18,1	3,06	7,17	0,9	4,95	0,66	4,1	3,5	>10000	4,7
	99/304,40	SOS-02	83,1	9,18	31,7	5	0,55	3,88	0,59	2,71	0,47	1,08	0,13	0,98	0,13	3,2	0,9	>10000	6,2
	99/332,28	SOS-03	252,2	31,61	134,3	27,4	2,26	24,04	3	13,54	2,33	5,69	0,7	3,52	0,49	2,3	1,2	>10000	3,5
	259/266,14	SOS-04	574	61,86	218,7	31,3	4,01	23,76	3,11	13,95	2,28	4,96	0,62	3,27	0,47	4,8	11,7	>10000	9,6
	259/273,70	SOS-05	371,7	45,08	171,9	28,6	1,92	23,44	3,25	14,51	2,52	5,41	0,67	3,47	0,46	< .5	1,8	>10000	7,1
	352/198,80	SOS-06	375,2	41,66	165	25,8	3,15	20,6	2,36	10,75	1,91	4,62	0,53	3,38	0,43	14	3,5	>10000	3,1
BRECHA SOSSEGO-CURRAL	35/159,20	SOS-07	82,1	10,15	41,2	10,9	2,3	16,01	3,49	21,74	4,64	12,15	1,87	11,95	1,83	4,6	3,2	>10000	6,5
	35/619,18	SOS-08	302,4	35,5	134,3	24,7	2,7	27,19	4,58	24,91	5,16	12,2	1,72	9,66	1,6	6,2	1,1	>10000	9
	35/643,10	SOS-09	26,3	3,94	21,1	8,6	1,57	15,93	3,45	20,06	4,36	10,42	1,48	9,83	1,39	4,6	7,2	>10000	3,7
	35/708,00	SOS-10	617,5	68,49	256,3	40,2	4,39	32,68	4,66	23,82	4,38	11,27	1,49	9,07	1,35	5,3	3,1	>10000	1,9
	314/255,30	SOS-11	651,1	68,85	235,1	36,6	4,15	29,53	4,58	22,97	4,12	9,78	1,4	7,51	1,14	< .5	3,4	>10000	9,4
	319/145,16	SOS-12	964,3	92,74	316,2	42,2	4,79	30	4,02	20,13	3,56	8,73	1,21	7,69	1,08	102,5	50,9	>10000	135,2
ACTINOLITO MAGNETITITO	319/174,21	SOS-13	641,9	68,39	259,9	43,9	4,69	37,98	5,5	29,32	5,47	14,49	2,01	11,91	1,73	20	7,3	>10000	11,4
	22/219,17	SOS-14	28	3,9	16,9	4,4	1,13	3,51	0,5	3,01	0,53	1,33	0,24	1,33	0,18	236,8	2	329,9	3,9
	259/168,33	SOS-15	5,5	0,97	5	2,2	0,46	1,71	0,32	1,79	0,32	0,87	0,14	0,86	0,13	11,7	1,5	84,9	0,8
	259/260,40	SOS-16	30,5	4,05	20,5	5	0,7	4,85	0,77	4,31	0,73	1,9	0,25	1,72	0,27	40,3	2	1035,9	5
	259/278,80	SOS-17	750,3	64,06	183,9	19,9	5,01	14,08	1,92	10,42	1,84	5,07	0,71	4,54	0,62	36,9	3,9	5498,7	2,9
	280/404,20	SOS-18	41,6	4,74	19,6	3,5	0,78	2,78	0,51	2,82	0,45	1,24	0,18	1,16	0,16	19,7	1,4	>10000	1,8
GRANITO HIDROTHERMALIZADO	22/101,68	SOS-19	17,2	1,83	6,7	1,2	0,25	0,68	0,12	0,8	0,15	0,41	0,09	0,45	0,06	16,3	2,6	23,1	0,2
	22/107,45	SOS-20	25,7	2,9	9,8	2,4	0,66	2,43	0,35	1,67	0,3	0,76	0,13	0,92	0,11	14,8	1,5	13,4	0,1
	259/38,48	SOS-21	340,4	26,24	63,4	6,6	1,9	2,8	0,42	1,99	0,3	0,75	0,12	0,76	0,1	10	25,4	706,7	2,7
	259/72,08	SOS-22	108,9	9,75	26,8	3,7	1,41	2,23	0,27	1,12	0,11	0,27	< .05	0,39	0,05	17	2,7	122,3	0,2
	259/84,38	SOS-23	13,1	1,57	6,3	1,4	0,67	1,52	0,26	1,35	0,3	0,82	0,1	0,67	0,11	8,8	3,7	856,8	2,1
	259/153,15	SOS-24	8,9	1,01	4,3	1,2	0,47	1,18	0,19	1,05	0,19	0,53	0,1	0,43	0,09	704,9	3,3	94,6	0,7
	259/155,88	SOS-25	10	1,21	5,4	1,9	0,68	1,66	0,36	1,75	0,38	0,88	0,14	0,96	0,12	5,4	3,1	322,8	7,5
	259/177,40	SOS-26	118	9,31	25,6	2,8	0,81	2,1	0,33	1,26	0,26	0,6	0,1	0,63	0,1	110,9	3,7	58,2	1,8
	259/287,87	SOS-27	1,5	0,16	0,9	0,2	0,13	0,33	0,04	0,23	< .05	0,14	< .05	0,31	0,06	182,9	7,5	1386,7	0,7
	280/318,47	SOS-28	93,4	10,07	36,9	7,8	1,89	6,51	0,99	5,2	1	2,61	0,42	2,22	0,34	911	2,1	12,7	0,8
	280/399,00	SOS-29	22	2,42	8,7	1,9	0,64	1,66	0,26	1,27	0,28	0,7	0,09	0,81	0,11	448	3,2	405,7	1,5
	35/32,04	SOS-30	2,5	0,26	0,8	0,1	0,16	0,28	0,1	0,65	0,19	0,64	0,12	1,02	0,15	356,2	1,3	6,1	4,3
	35/35,81	SOS-31	4	0,49	1,8	0,5	0,27	0,88	0,18	1,43	0,38	1,28	0,17	1,41	0,22	75,9	2,7	9,8	3
	35/83,63	SOS-32	14,7	1,74	7	1,5	0,54	1,49	0,3	1,86	0,43	1,28	0,22	1,78	0,27	220,8	3,5	16	4,1
	35/178,74	SOS-33	14	1,2	4,3	0,6	0,24	0,61	0,12	0,65	0,16	0,51	0,11	0,78	0,12	21,8	4,1	13	1,3
	35/406,88	SOS-34	14,3	1,39	4,6	0,9	0,83	0,9	0,21	1,31	0,25	0,67	0,11	0,75	0,14	33,8	3,6	16,3	3,3
GRANITO GRANOFÍRICO HIDROTHERMALIZADO	35/576,00	SOS-35	12,5	1,19	3,9	0,6	0,22	0,44	0,1	0,41	0,1	0,35	0,06	0,65	0,09	8,6	8,9	33,8	0,9
	99/515,14	SOS-36	13,2	2,31	11,4	3,7	1,39	4,65	1,01	6,37	1,34	4,05	0,59	4,17	0,63	37,7	1,4	4,1	0,5
	319/50,27	SOS-37	22,5	2,75	10	2,4	0,63	2,5	0,53	3,01	0,54	1,87	0,3	1,98	0,3	100,1	3,6	13,7	3,1
	314/207,55	SOS-38	150	14,3	44,1	6,2	0,94	4,06	0,66	3,11	0,57	1,56	0,24	1,59	0,27	301,7	5,3	15,8	6,3
	35/328,97	SOS-39	14,9	1,9	9,8	2,7	1,12	3,54	0,67	4,44	0,87	2,48	0,4	2,52	0,41	135,7	3,9	562,6	0,4
GABRO HIDROTHERMALIZADO	99/316,92	SOS-40	113,9	12,86	53,8	10,1	2,12	8,13	1,16	6,5	1,11	2,85	0,46	2,72	0,4	247,9	1,8	1350,1	1,1
	279/123,83	SOS-41A	23,5	2,94	13,8	2,6	1,25	1,99	0,36	1,98	0,4	1,07	0,19	1,23	0,2	356,1	2,4	625,7	0,6
	279/125,59	SOS-41B	20,2	2,58	11,3	2	0,95	1,86	0,29	1,51	0,29	0,86	0,13	1	0,15	236,8	1,2	416,8	0,4
	279/285,23	SOS-42	57,8	5,85	23,3	4,4	1,21	3,54	0,54	2,83	0,51	1,37	0,19	1,44	0,19	285,2	2,5	642,9	0,9
	279/289,35	SOS-43	207,4	20,54	78,9	13,2	3,04	9,63	1,27	6,34	1,04	2,74	0,39	2,64	0,36	176	1,5	>10000	2,2
	280/472,71	SOS-44	35,4	4,69	21,8	4,7	1,74	4,22	0,71	4,07	0,71	2,18	0,34	2,13	0,3	101	2,2	1000,2	0,5
METAVULCÂNICA ÁCIDA	PTO SOS-35	SOS-45	105,6	11,4	48,6	8,5	2,43	7,02	1,04	5,41	0,96	2,4	0,37	2,1	0,34	262,6	1,7	1762,3	0,5
	22/370,23	SOS-46	50,1	5,92	23,8	4,8	1,64	3,82	0,71	3,69	0,65	1,81	0,28	2,06	0,25	864,7	2,2	11,2	1
	22/389,54	SOS-47	121,2	12,24	43,8	5,9	1,52	3,1	0,43	1,48	0,17	0,4	0,07	0,45	0,06	482,4	2,6	17	2
	259/318,36	SOS-48	23	3,02	12,7	1,9	0,47	1,4	0,28	1,57	0,35	1,09	0,18	1,24	0,21	712,3	2,6	10,9	2,3
	352/155,50	SOS-49	123,1	12,26	43,5	5,2	1,2	2,61	0,34	1,39	0,19	0,44	0,07	0,41	0,07	225,6	3,5	10,8	1,9
	346/65,03	SOS-50	27,5	3,06	13,1	2,1	0,59	1,89	0,31	1,38	0,3	0,74	0,11	0,86	0,14	144,8	8,5	>10000	1,6
BIOTITA MILONITO	346/94,43	SOS-51	25,5	2,93	12,4	2	0,54	2,09	0,34	1,83	0,39	1,08	0,15	1,17	0,19	237,4	5,4	132,7	1,5
	346/98,20	SOS-52	10	1,18	5,1	0,9	0,51	1,08	0,19	1,25	0,25	0,7	0,13	1,04	0,17	53,2	10,7	210,2	1,1
	99/340,07	SOS-53	43,1	4,86	21,5	4,2	1,58	4,57	0,87	4,95	0,99	2,81	0,45	3,04	0,4	1187,7	0,9	194,8	1,4
	259/297,83	SOS-54	24,8	2,85	11,6	2	0,68	1,64	0,27	1,15	0,24	0,84	0,12	0,89	0,12	681,7	2,7	40	3
	346/205,15	SOS-55	1,3	0,17	0,7	0,2	0,11	0,35	0,08	0,53	0,13	0,6	0,1	0,77	0,14	272,7	1,8	38,4	0,5

ANEXO 1 - Geoquímica (elementos menores e traço - ppm) das rochas encaixantes e brechas mineralizadas do depósito de Sossego.

ELEMENTOS			Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se	Ni	Sc
AMOSTRAS	Intervalo	CÓDIGO	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
BRECHA SEQUEIRINHO	99/290,68	SOS-01	5	1266,5	4	0,1	<.1	0,1	2,1	655,7	0,01	<.1	12,6	610	7
	99/304,40	SOS-02	73	266	<0,5	0,4	<0,1	0,1	2,1	271,3	0,03	<0,1	29,2	288	2
	99/332,28	SOS-03	91	493,5	1	0,4	0,1	0,2	3,5	1059,6	<.01	<.1	22,8	179	5
	259/266,14	SOS-04	14	3511,9	3,1	0,3	0,1	0,1	11,7	115,2	0,03	<0,2	16,5	2228	6
	259/273,70	SOS-05	49	308,4	5,3	0,4	0,1	0,3	14,8	1289,3	0,01	<0,3	20,7	340	1
	352/198,80	SOS-06	37	539,4	3,3	0,1	0,1	0,3	7,2	487,4	<.01	<.1	13,1	381	10
BRECHA SOSSEGO-CURRAL	35/159,20	SOS-07	12	76	<0,5	0,1	<0,1	0,5	6,5	33891	0,03	<0,4	21,4	103	6
	35/619,18	SOS-08	48	390,5	<0,6	0,2	0,1	0,4	3,9	1199,8	0,04	<0,5	16,7	282	4
	35/643,10	SOS-09	54	977,6	<0,7	0,1	0,1	0,3	2,5	1783,7	0,05	0,1	12,6	752	5
	35/708,00	SOS-10	26	412,8	<.5	0,1	0,1	0,2	1,6	508	0,01	0,1	10,3	383	7
	314/255,30	SOS-11	33	275,7	<0,8	0,9	0,1	1,2	4	96	0,01	0,1	25,9	352	2
	319/145,16	SOS-12	135	1288	19,4	2,6	0,1	0,6	1,9	915	<.01	<.1	15	755	10
ACTINOLITITO MAGNETITITO	319/174,21	SOS-13	40	314	<.5	0,5	<.1	0,2	1	164,4	<.01	0,1	6,1	217	13
	22/219,17	SOS-14	19	423,4	0,5	<.1	<.1	<.1	<.1	14,4	<.01	<.1	<.5	525	2
	259/168,33	SOS-15	36	353,5	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	2,8	<.01	<.1	<.5	504	10
	259/260,40	SOS-16	6	330,2	0,8	<.1	<.1	<.1	0,1	10,1	<.01	<.1	0,5	601	9
	259/278,80	SOS-17	9	145,6	1,1	<.1	0,1	<.1	0,6	191,9	<.01	<.1	1,2	560	26
	280/404,20	SOS-18	8	523,9	<.5	<.1	<.1	0,1	1,9	426,8	<.01	<.1	2,6	950	4
GRANITO HIDROTHERMALIZADO	22/101,68	SOS-19	36	30,9	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	0,8	<.01	<.1	<.5	24	2
	22/107,45	SOS-20	66	41,4	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	42	5
	259/38,48	SOS-21	4	25,2	0,9	<.1	0,1	<.1	0,1	418,6	<.01	<.1	<.5	77	3
	259/72,08	SOS-22	4	14	0,6	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	< 20	1
	259/84,38	SOS-23	10	69,8	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	3,1	<.01	<.1	<.5	120	2
	259/153,15	SOS-24	10	52,3	0,6	<.1	<.1	<.1	<.1	2,5	<.01	<.1	<.5	40	4
	259/155,88	SOS-25	5	39,8	0,5	<.1	<.1	<.1	<.1	1,4	<.01	<.1	<.5	134	5
	259/177,40	SOS-26	6	22,4	0,7	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	28	4
	259/287,87	SOS-27	10	67	0,6	<.1	0,1	<.1	<.1	6,9	<.01	<.1	<.5	68	6
	280/318,47	SOS-28	68	162,5	0,5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	278	14
	280/399,00	SOS-29	7	39,4	0,5	<.1	0,1	<.1	<.1	14,2	<.01	<.1	<.5	93	3
	35/32,04	SOS-30	12	28,9	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	0,1	<.5	39	13
	35/35,81	SOS-31	7	7,7	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	< 20	10
	35/83,63	SOS-32	13	51,9	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	57	10
	35/178,74	SOS-33	4	15,8	<.5	<.1	0,1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	< 20	3
	35/406,88	SOS-34	3	5,5	0,5	<.1	0,1	<.1	<.1	0,9	<.01	<.1	<.5	< 20	2
	35/576,00	SOS-35	5	16	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	< 20	2
GRANITO GRANOFÍRICO HIDROTHERMALIZADO	99/515,14	SOS-36	7	4,7	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	23	49
	319/50,27	SOS-37	46	31,2	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5	33	9
	314/207,55	SOS-38	41	207	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	0,1	<.5	192	12
GABRO HIDROTHERMALIZADO	35/328,97	SOS-39	11	36,4	1,3	<.1	<.1	<.1	<.1	6,5	<.01	<.1	0,5	96	45
	99/316,92	SOS-40	15	272,5	0,8	<.1	<.1	<.1	<.1	13,3	<.01	<.1	0,5	473	28
	279/123,83	SOS-41A	13	118,9	0,5	<.1	<.1	<.1	<.1	14,9	<.01	<.1	<.5	196	28
	279/125,59	SOS-41B	10	109,8	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	5,1	<.01	<.1	<.5	222	28
	279/285,23	SOS-42	26	538,4	0,7	<.1	<.1	<.1	<.1	26	<.01	0,2	<.5	555	35
	279/289,35	SOS-43	12	446	1,2	0,1	<.1	0,2	0,3	50,5	<.01	<.1	3,4	414	30
	280/472,71	SOS-44	7	104,1	0,6	<.1	<.1	<.1	0,1	10,3	<.01	<.1	<.5	237	35
	PTO SOS-35	SOS-45	9	26,6	1,1	<.1	<.1	<.1	0,1	13,3	<.01	<.1	0,5	55	52
METAVULCÂNICA ÁCIDA	22/370,23	SOS-46	42	113,4	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	1	<.01	0,2	<.5	121	30
	22/389,54	SOS-47	9	76,7	0,7	<.1	<.1	<.1	<.1	0,6	<.01	0,1	<.5	80	7
	259/318,36	SOS-48	17	61,5	0,6	<.1	<.1	<.1	<.1	1,9	<.01	0,1	<.5	53	13
	352/155,50	SOS-49	11	63,3	1,1	<.1	<.1	<.1	<.1	2,5	<.01	0,1	<.5	68	5
	346/65,03	SOS-50	28	219	8,4	0,1	0,1	0,1	0,8	56,6	0,01	<.1	0,9	175	6
	346/94,43	SOS-51	7	51,4	67,5	<.1	0,2	0,1	<.1	8,6	<.01	<.1	0,8	41	8
BIOTITA MILONITO	346/98,20	SOS-52	5	20,1	25,8	<.1	0,1	0,1	<.1	1	<.01	<.1	0,8	30	7
	99/340,07	SOS-53	18	45,5	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	6,4	<.01	0,1	0,5	51	34
	259/297,83	SOS-54	10	93,3	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	0,8	<.01	0,1	<.5	97	11
	346/205,15	SOS-55	14	211,4	0,6	<.1	<.1	<.1	<.1	0,6	<.01	0,2	<.5	203	30